

THÈSES

présentées à la

FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE NANCY

pour obtenir

LE GRADE DE DOCTEUR ES-SCIENCES NATURELLES

par

M^r G. S. SALEEB-ROUFAIEL

B. Sc. - M. Sc.

**PREMIERE THESE : CONTRIBUTION A L'ETUDE DU GISEMENT FERRIFERE
DE DIELETTE (Manche)**

DEUXIÈME THESE : PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ

Soutenues publiquement le 18 Décembre 1962, devant la Commission d'Examen

Président . : M. M. ROUBAULT

Examineurs : MM. A. BERNARD
G. ROCCI

Invité . . : M. J. HILLY

UNIVERSITE DE NANCY - FACULTE DES SCIENCES

Doyen : M. ROUBAULT
Assesseur : M. AUBRY

Doyens honoraires : MM. CORNUBERT, DELSARTE, URION

Professeurs honoraires : MM. GUTTON, CROZE, RAYBAUD, LAFFITTE, LERAY, JOLY, LAPORTE, EICHHORN, CAPELLE, CODEMENT, DUBREIL, L. SCHWARTZ, DIEUDONNE, de MALLEMANN, LONGCHAMBON, LETORT, DODE, GAUTHIER, GOUDET, OLMER, CORNUBERT, CHAPELLE, GUERIN, CHEVALLIER.

Maîtres de conférences honoraires : MM. RAUX, LIENHART

PROFESSEURS

MM.		LIONS	M. M. P.
URION	Chimie biologique	SUHNER	Physique expérimentale
DELSARTE	Analyse supérieure	HILLY	Géologie
ROUBAULT	Géologie	LE GOFF	Génie chimique
VEILLET	Biologie animale	CHAPON	Chimie biologique
ECHEVIN	Botanique	HEROLD	Chimie industrielle
BARRIOL	Chimie théorique	SCHWARTZ	Exploit. minière
BIZETTE	Physique	GAYET	Physiologie
GUILLIEN	Electronique	MANGENOT	Phytopathologie
GIBERT	Chimie physique	MALAPRADE	Chimie
HERVE	Calcul dif. et intég.	HADNI	Physique
LEGRAS	Mécanique rationnelle	DELAMARE-	
DAVID	Chimie organique	DEBOUTEVILLE	Zoologie
BOLFA	Minéralogie	BONVALET	Mécanique physique
NICLAUSE	Chimie	M ^{me} ROIZEN	Physique
FAIVRE	Physique appliquée	KERN	Minéralogie
AUBRY	Chimie minérale	BASTICK	Chimie
DUVAL	Chimie	DUCHAUFOR	Pédologie
COPPENS	Radiogéologie	NEEL	Chimie ind. organique
FRUHLING	Physique	BERNARD	Géologie

MAITRES DE CONFERENCES

MM.		VUILLAUME	Psychophysiologie
WERNER	Botanique	PLAN	Mécanique physique
GARNIER	Agronomie	M ^{me} BASTICK	Chimie M. P. C. (Epinal)
REGNIER	Physico-chimie	GUDEFIN	Physique
WEPPE	Minéralogie app.	HORN	Physique
CONDE	Zoologie	CERF	Mathématiques générales
GOSSE	Génie chimique	FRENTZ	Biologie animale
CHAMPIER	Physique	M ^{me} HERVE	Math. (Propédeutique)
GAY	Chimie biologique	AUROUZE	Paléontologie
ROCCI	Géologie	FELDEN	Physique M. P. C. (Epinal)

CHARGES D'ENSEIGNEMENT

MM.		EYMARD	Math. (propédeutique)
MARI	Chimie (I.S.I.N.)	DANYSZ	Mécan. physique (I.S.I.N.)
LAFON	Physique (I.S.I.N.)		

Secrétaire Principal : M. CARON

THÈSES

présentées à la

FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE NANCY

pour obtenir

LE GRADE DE DOCTEUR ES-SCIENCES NATURELLES

par

M^r G. S. SALEEB-ROUFAIEL

B. Sc. - M. Sc.



**PREMIÈRE THESE : CONTRIBUTION A L'ETUDE DU GISEMENT FERRIFERE
DE DIELETTE (Manche)**

DEUXIÈME THESE : PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ

Soutenues publiquement le 18 Décembre 1962, devant la Commission d'Examen

Président . : M. M. ROUBAULT

Examineurs : MM. A. BERNARD
G. ROCCI

Invité . . : M. J. HILLY

CONTRIBUTION
A L'ETUDE DU GISEMENT
FERRIFERE DE DIELETTE
(MANCHE)

A mon PERE

A mon FRERE

A mes MAITRES :

MM. EL SHAZLY et

A. BERNARD.



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41555804_0027

TABLE DES MATIÈRES

— AVANT-PROPOS	11
INTRODUCTION	13
PREMIERE PARTIE :	
CADRES GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE	15
Ch. I : GEOGRAPHIE ET GEOLOGIE REGIONALES :	17
— <i>Aperçu géographique général</i>	—
— <i>L'histoire géologique du Cotentin</i>	—
Le socle briovérien	19
Le socle hercynien	21
Ch. II : LE MASSIF GRANITIQUE DE FLAMANVILLE ET SA PERIPHERIE :	25
— <i>Géographie</i>	—
— <i>Statigraphie</i>	26
Le Cambrien	—
Le Silurien	28
Le Dévonien	29
Conclusions	33
— <i>Le massif granitique de Flamanville :</i>	35
Les phénomènes de bordures	36
Les enclaves	37
Le granite schistoïde des bordures	38
Les roches filoniennes	—
Le microgranite vermiculé du contact	39
Les apophyses	—
Les différenciations externes	—
Conclusions	40
— <i>Tectonique :</i>	—
Tectonique des roches stratoïdes	—
Le tectonique souple	—
La tectonique cassante	45
Tectonique du massif granitique	47
Les diaclases	—
Histoire des formations paléozoïques	49
Conclusions	—
DEUXIEME PARTIE :	
LE GISEMENT FERRIFERE DE DIELETTE.	51
Ch. I : INTRODUCTION : La mine de Diélette.	53
— <i>Historique</i>	—
— <i>Exploitation</i>	54
— <i>Géologie minière</i>	56
au jour	—
au fond	58
— <i>Conclusions</i>	59

Ch. II : STRATIGRAPHIE LITHOLOGIQUE DES ROCHES DEVONIENNES METAMORPHISEES	
DE LA REGION DE DIELETTE :	
Problème de la corrélation stratigraphique	60
— Introduction	—
— Les méthodes d'études	—
— Pétrographie des roches métamorphiques de Diélette	—
Les cornéennes	62
Les quartzites	68
Les cipolins	69
Les grenatites	70
Les épidotites	72
Les schistes tachetés	—
Les schistes à chloritoïde	73
Les schistes à séricite	—
Conclusions	74
— Les coupes des affleurements au jour	75
Essai de corrélation des coupes	85
Classification de la succession synthétique en ensembles	86
— L'étude de l'ensemble supérieur minéralisé (la coupe au fond de la mine)	87
— Recherche des homologues sédimentaires de la série probable	93
Introduction	—
Les environs immédiats de Diélette	—
Le Dévonien du Cotentin	96
Le Dévonien de la Bretagne	102
— Conclusions de l'étude lithostratigraphique	103
Ch. III. : LA TECTONIQUE DU CISEMENT FERRIFERE :	105
— Introduction	—
— Les traits tectoniques	—
au fond de la mine	—
au jour	107
l'assimilation des couches minéralisées les unes aux autres	109
— La nouvelle couche	110
— Amincissement des couches minéralisées et de leurs formations intercalaires	112
Variation transversale des épaisseurs	—
Variation directionnelle des épaisseurs	—
— Corrélation jour-fond	113
— Conclusions	114
Ch. IV : LES MINERALISATIONS DE DIELETTE :	118
— Introduction	—
— Etude microscopique	—
Les fantômes des oolithes	—
La matrice	119
Les espèces opaques	—
La magnétite	—
L'oligiste	120
La pyrite et la marcassite	121
La pyrrhotine	—
La chalcopyrite	122
Le mispickel	—
L'ilménite	123

Le rutile	123
La goethite	—
Les types pétrographiques des minerais	124
Les minerais micacés	—
Les minerais amphiboliques	—
Les minerais pyroxéniques	—
Les minerais épidotiques	—
Les minerais calcaires	125
Distribution des espèces opaques dans les types pétrographiques	—
— <i>Evolution paragénétique des minéralisations</i>	—
— <i>Conclusions</i>	128

TROISIEME PARTIE 129

Ch. I : ETUDE GEOCHIMIQUE ET STATISTIQUE DES MINERAIS DE DIELETTE : 131

— <i>Méthode d'étude</i>	—
Prélèvements	—
Méthodes analytiques	132
Expression des résultats	133
Paramètres statistiques	—
Paramètres géochimiques de LANDERGREN	136
— <i>Les résultats et leurs interprétations</i>	—
L'étude statistique des éléments majeurs Fe et Si	—
L'étude géochimique des éléments mineurs	147
— <i>Conclusions</i>	151
La corrélation de la nouvelle couche	—
Type des minerais	—
Type du gisement	152
Sédimentation et évolution des minerais	153

Ch. II : CONCLUSIONS GENERALES 154

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE 181

AVANT - PROPOS

La réalisation du travail consigné dans ce mémoire ne me fut possible que grâce au soutien bienveillant de M. le Professeur M. ROUBAULT, Correspondant de l'Institut, Doyen de la Faculté des Sciences, Directeur de l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie Appliquée et de Prospection Minière de Nancy, qui m'a fort libéralement accueilli au sein de l'important complexe géologique qu'il a créé et qu'il dirige avec tant d'efficacité. J'ai, grâce à lui, durant les trois années de mon travail de recherche, bénéficié de moyens et de conditions exceptionnels qui m'ont permis de mener à leur terme, et dans le temps qui m'était imparti par l'administration de mon Pays, les études que je souhaitais entreprendre. Qu'il veuille bien trouver ici l'expression de ma respectueuse gratitude.

C'est à mon frère, Directeur de l'Elba Mining Company, que je dois ma vocation de géologue. Sous son impulsion, j'entrepris des études supérieures de géologie qui se traduisirent en 1959 par un titre de « Master of Science » de l'Université du Caire.

Attiré par la métallogénie, mon premier travail s'attacha à l'examen des gisements manganésifères du Sinaï et du Désert Oriental d'Egypte. C'est alors qu'il m'apparut nécessaire de compléter ma formation et de me perfectionner en recherche scientifique. C'est pourquoi, lorsque le Docteur R. HICAZY, Ministre-adjoint de l'industrie de la R.A.U., m'offrit de parfaire mes connaissances en France, j'acceptai avec empressement. Je pensais trouver là, l'occasion de confronter un enseignement rappelant celui de l'école anglo-saxonne avec une façon de penser par beaucoup différente: la méthode de l'esprit latin.

A dire vrai, je ne connaissais que de réputation cette philosophie scientifique si traditionnellement française: l'esprit de synthèse que tout chercheur se plaît à lui reconnaître et qui peut se traduire par trois mots : la raison, la logique et la clarté. Mais il y a loin d'une réputation, même flatteuse, à une pratique quotidienne de cette manière de penser; c'est au fur et à mesure des discussions, des séminaires, des entretiens, après avoir douté de ses propres raisonnements, critiqué ses observations, envisagé l'invraisemblable pour mieux situer le possible et apprécier le raisonnable, que l'on peut accéder à une proposition claire et valable.

C'est au Professeur A. BERNARD, Sous-Directeur de l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie Appliquée et de Prospection Minière que je dois cette découverte, cet apprentissage, parfois déconcertant, d'une méthodologie qui me permit d'analyser d'abord un problème géologique et de le synthétiser ensuite en un ensemble cohérent. Je puis dire que les techniques importent peu en comparaison de la méthode. Et s'il m'est permis de rendre au Professeur A. BERNARD un particulier hommage, c'est qu'il a été plus pour moi qu'un patron: un Maître et un modèle de pensée scientifique. Son influence, je l'espère, a laissé en moi une forte empreinte; mon vœu le plus cher serait de pouvoir, de retour dans mon Pays, transmettre à mes futurs collaborateurs le plus possible de cet esprit cartésien qui me fut révélé de façon si prenante au cours de mon séjour à Nancy.

MM. E. RAGUIN, Professeur à l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, L. DANCEARD, Professeur à la Faculté des Sciences de Caen, J. KHOURY, Chef du Département de Géologie de la Faculté des Sciences de Damas, ont bien voulu me faire part de leurs avis et de leurs conseils; qu'ils veuillent trouver ici l'expression de ma reconnaissance.

Tous mes remerciements les plus vifs vont aussi à tous ceux qui m'ont aidé au cours de ces trois années passées à l'Ecole de Géologie. Lors des séminaires consacrés à mes travaux, MM. les Professeurs J. HILLY et G. ROCCI m'ont fait bénéficier de critiques essentielles quant au déroulement de mes recherches. Ils m'ont également aidé par leurs conseils et me firent l'honneur de participer à mon jury de soutenance.

M. L. BUBENICEK, au cours des nombreux entretiens qu'il m'accorda, sut éclairer pour moi, avec sim-

plicité, bien des questions qui m'apparaissaient fort complexes.

MM. J. TOURET et A. WEISBROD eurent à mon égard le comportement de vrais compagnons de recherche, tant par l'amabilité avec laquelle ils m'aidèrent à posséder la langue française que par la compétence de leurs opinions dans le domaine de la pétrographie.

Je ne saurais omettre de rendre un particulier hommage à MM. AUDEMAR, VINCENT, GUION, de la Société des Mines et de Produits chimiques: ils acceptèrent de m'accueillir à Diélette et facilitèrent de tout leur possible la réalisation des travaux que j'entreprenais sur ce gisement. De même M. SAUNAL, Ingénieur au Corps des Mines à l'I.R.S.I.D. voulut bien porter intérêt à mes recherches. Je leur exprime ici toute ma gratitude.

Enfin, je suis grandement redevable au personnel des laboratoires de chimie et de spectrographie du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy et plus particulièrement à M. H. DE LA ROCHE, Sous-Directeur du Centre et à M. K. GOVINDARAJU, Chef du Service de Spectrographie.

A l'Ecole de Géologie, mes remerciements très chaleureux iront à MM. P. BRISTIEL, Secrétaire Général, R. CUNY, Chef du Personnel, Y. LEISTREIT, dessinateur, M^{me} M. J. ADAM et M. G. BAUER, photographes; bref, à tous ceux qui surent avec efficacité et gentillesse aider à la réalisation matérielle de cet ouvrage. Sans doute parce qu'ils firent preuve à mon égard d'une inlassable patience, en m'apportant leur concours dans mon difficile travail de rédaction en français, exprimerai-je à M^{lle} M. TAULO, Adjoint technique et à M. B. MARÉCHAL, Elève-Ingénieur, ma cordiale reconnaissance pour leur dévouement.

En terminant cet avant-propos, qu'il me soit permis d'adresser à ceux sans qui cet ouvrage n'aurait pu être commencé et mené à terme, l'expression de ma respectueuse gratitude: j'ai nommé ici le Docteur R. HICAZY, Ministre-adjoint de l'Industrie, et M. A. RIZK, Attaché culturel à la R.A.U. en France et Directeur du Bureau d'Education de cette République, à Paris.

INTRODUCTION

Lorsqu'en 1959, l'étude métallogénique de la concession ferrifère de Diélette (Manche) me fut proposée comme sujet de travail, je me heurtai dès l'abord, au dépouillement d'une bibliographie géologique fort riche, correspondant à plus d'un siècle d'observations patientes ayant, toutefois, conduit leurs auteurs à des conclusions souvent divergentes.

Depuis le précurseur que fut A. de CAUMONT (1835), de nombreux auteurs, parmi lesquels il convient d'accorder une mention particulière aux noms de A. BIGOT et de A. MICHEL-LEVY, s'attachèrent, jusqu'aux environs de 1930, à dégager l'histoire géologique du Cotentin (fig. 1). Plusieurs magnifiques feuilles de la Carte géologique de la France au 1/80 000 (Les Pieux, Cherbourg, Barneville et Saint-Lô), constituent aujourd'hui le résultat synthétique et concret de leurs travaux consignés par ailleurs dans de nombreuses publications dont il sera fait état par la suite.



FIG. 1. — Situation géographique du secteur de Diélette, dans la presqu'île du Cotentin.
La surface hachurée indique le massif granitique de Flamanville.

On peut ensuite dégager, de 1930 à nos jours, une deuxième période marquée par l'analyse, sur une petite échelle, de zones d'affleurements privilégiés. P. PRUVOST (1949), L. DANGEARD (1951), R. PERRIN et M. ROUBAULT (1955) J. COGNE (1960) et M. J. GRAINDOR (1961) précisent certes les connaissances recueillies par leurs prédécesseurs, mais ils dégagent, surtout, les phénomènes géologiques qu'ils analysent et interprètent en tant que tels. Là, les conclusions divergent et les théories s'affrontent, en particulier sur les thèmes de l'origine et de la mise en place des granites hercyniens, sur l'origine de la minéralisation ferrifère de Diélette... Ces conceptions seront exposées (pp. 35 et pp. 118) en temps utile.

Il importe, toutefois, en abordant l'étude métallogénique du gisement de Diélette, de s'appuyer sur un schéma géologique simple, dégageant les faits certains et signalant les désaccords.

PREMIERE PARTIE

CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

CHAPITRE I

GEOGRAPHIE ET GEOLOGIE REGIONALE

APERÇU GEOGRAPHIQUE GENERAL

Ainsi que le prouve à l'évidence l'examen des cartes topographiques et géologiques (feuille de Cherbourg-Rennes, 1/320.000) du Massif Armoricaire dans son ensemble et le relevé des fonds marins de la Manche entre le cap de la Hague et le cap Tregasel (DANGEARD, 1928), la presqu'île du Cotentin fit partie intégrante de ce grand massif hercynien. Ce n'est que très près de nous, dans le temps, sous l'influence déterminante des mouvements tertiaires affectant, en gauchissements à grand rayon de courbure, la vieille surface polygénique d'érosion, connue sous le nom de pénéplaine bretonne (DE MARTONNE, 1942) que les côtes et les modelés topographiques du massif prirent leur configuration actuelle.

En particulier, la profondeur du plateau continental au sud d'une ligne allant du Cotentin au Trégorrois, ne dépasse pas 50 m. Seules, quelques particularités du fond, profondément affectées pendant les transgressions et régressions quaternaires, violemment balayées aujourd'hui par d'incessants courants marins, laissent à penser que la grande invasion marine des baies de Saint-Brieuc et de Saint-Michel est liée à un affaissement d'origine tectonique analogue aux gauchissements précédemment signalés.

Il ne semble pas utile de rappeler ici les grands traits, aujourd'hui classiques, de l'histoire géologique du Massif Armoricaire considéré dans son ensemble, si ce n'est pour insister à nouveau sur l'isolement topographique du Cotentin, une fois terminées les phases majeures de l'orogénèse hercynienne. Séparé de la zone bocaine par le graben stéphano-permien de Littry et de Plessis, le Cotentin fut à nouveau isolé du continent armoricaire au Trias, puis au Lias le long d'une ligne Carentan-Lessay (fig. 1). Au Néogène, enfin, les mers des faluns d'Anjou et de Rennes dessinent un golf allongé suivant le même axe.

Ainsi, partie intégrante du massif armoricaire, le Cotentin s'individualise par un ensemble de caractères géographiques et géologiques (fig. 2) qu'il convient maintenant d'examiner puisqu'ils constituent, à grande échelle, l'environnement du gisement de Diélette, objet de cette étude.

L'HISTOIRE GEOLOGIQUE DU COTENTIN

Plus que l'histoire géologique de la Bretagne, celle du Cotentin et de la Normandie peut être particularisée par l'empreinte de deux cycles orogéniques nettement séparés, dans le temps, par une coupure chronologique connue sous le nom de discordance cadomienne.

Ce nom fut proposé par L. BERTRAND : classique en Normandie (coupe de Rocreux, suivant L. DANGEARD, 1951) cette discordance angulaire n'existe plus en Bretagne (BARROIS et PRUVOST, 1931).

Cet important hiatus intervient aujourd'hui entre deux socles, ce terme étant pris ici au sens d'E. ARGAND (1909), c'est-à-dire de formations indurées par plissements, métamorphisme et granitisation : le socle briovérien à la base (BARROIS, 1889), le socle hercynien au-dessus (1).



FIG. 2. — Carte géologique de la presqu'île du Cotentin (d'après la carte géologique de France au 320.000^e):

- | | |
|-----------------|------------------------------------|
| 1 — Quaternaire | 11 — Gothlandien |
| 2 — Miocène | 12 — Ordovicien moyen et supérieur |
| 3 — Oligocène | 13 — Ordovicien inférieur |
| 4 — Eocène | 14 — Cambrien supérieur |
| 5 — Crétacé | 15 — Cambrien inférieur |
| 6 — Jurassique | 16 — Briovérien |
| 7 — Trias | 17 — Granite de Flamanville |
| 8 — Permien | 18 — Roches grenues |
| 9 — Carbonifère | 19 — Failles |
| 10 — Dévonien | |

Quel que soit l'âge exact du poudingue pourpré, par lequel commence la sédimentation de l'avant-fosse hercynienne normande, la discordance angulaire cadomienne établit une coupure indiscutable dont le moins qu'on en puisse dire, est qu'elle est antérieure au Géorgien supérieur (THORAL et PELLETIER, 1948).

LE SOCLE BRIOVERIEN

Avec M. J. GRAINDOR (1954), on peut considérer que l'ensemble des formations briovériennes de Normandie comprend trois étages : de bas en haut :

a) L'étage d'Erquy, ou Briovérien inférieur basique.

Il s'agit de schistes verts parsemés d'éruptions doléritiques contemporaines (PRUVOST, 1949), connus dans la baie de St-Brieuc, on les retrouve dans la baie d'Audierne, au Nord-Est de la presqu'île du Cotentin (schistes de Cherbourg, GRAINDOR, 1961) ainsi qu'au Nord de Coutances.

b) L'étage des phyllades de St-Lô, ou Briovérien moyen.

Il comprend une puissante série de schistes verts renfermant des bancs de phyllites charbonneux (dits de Lamballe) ainsi que des horizons plus grossiers (grès, grauwackes, arkoses et conglomérats intraformationnels à galets de roches granitiques).

c) L'étage de Laize, ou Briovérien supérieur.

Récemment définies (GRAINDOR, 1954), ces formations comporteraient des schistes zonés, des grès à lentilles argileuses, des horizons à cailloutis disséminés et surtout des tillites (WEGMANN *et al.*, 1950, DANGEARD et GRAINDOR, 1953).

La position stratigraphique de ces tillites, à la partie tout à fait supérieure du Briovérien, relève d'une comparaison avec les traces de glaciation sub-cambrienne connues dans d'autres parties du globe (Scandinavie, en particulier). Toutefois, la position de la tillite, par rapport aux autres conglomérats intraformationnels contenus dans la série inférieure des phyllades de St-Lô (poudingue de Cesson, de Plusquellec, de Parennes), pose encore de nombreuses questions non résolues.

Le substratum de cette série infracambienne était méconnu, en Bretagne comme en Normandie, jusqu'en 1959.

H. et G. TERMIER (1957) suggéraient avec J.-S. FLETT (1946), qu'un témoin de ce vieux bouclier, antécambrien, pourrait être représenté par le complexe du Lizard en Cornouailles méridionales.

A cette date, J. COGNE décrivit dans la baie de Saint-Brieuc une discordance angulaire, accompagnée de part et d'autre, par une disharmonie tectonique indubitable, entre la base des séries d'Erquy et leur substratum métamorphique plus ancien auquel il proposa d'attribuer le nom de **Penthévrien**.

Parallèlement, M. J. GRAINDOR (1961) distingue sous le conglomérat d'Hainneville — qu'il propose de considérer comme l'équivalent du poudingue de base de la transgression briovérienne sur le Penthévrien — une série métamorphique très ancienne à laquelle il donne le nom de « **Sarnia** » (formations de la Hague)

Quel que soit ce substratum, la sédimentation briovérienne, dans son ensemble, est celle d'un bassin marin subsidant, en eau peu profonde. Selon P. PRUVOST (1949), il s'agit d'une formation de faciès flysch typique qui précéda l'émersion orogénique des cordillères cadomiennes.

En effet, l'induration orogénique de ces formations infracambriennes intervient, en Normandie, avant l'Acadien. Des plissements, orientés dans leur ensemble N 60° E s'accompagnèrent d'un métamorphisme régional léger comportant essentiellement une ectonisation des sédiments (série de Cherbourg, quartzophyllades de Saint-Lô...). Si la possibilité d'une migmatisation cadomienne a été peu discutée jusqu'à présent, il semble beaucoup plus admis que des granites cadomiens aient traversé, de manière intrusive, les séries briovériennes plissées (granite du Moulinet, de Barfleur, d'Auderville, suivant M. J. GRAINDOR, 1961).

La claire distinction entre les phénomènes cadomiens et les phénomènes antérieurs (sarniens) posera sans doute aux géologues normands de nombreux problèmes : c'est aujourd'hui une des plus intéressantes directions de recherche régionale.

Arasées par émergence, avant la transgression acadienne, les structures du socle briovérien subissent encore des mouvements de style épirogénique pendant le cambro-silurien : il s'agit de déformations à grands rayons de courbure qui localisent ici une zone émergée (cordillère), là un bassin de sédimentation, conditionnant ainsi le démarrage du second cycle orogénique de Normandie : le cycle hercynien.

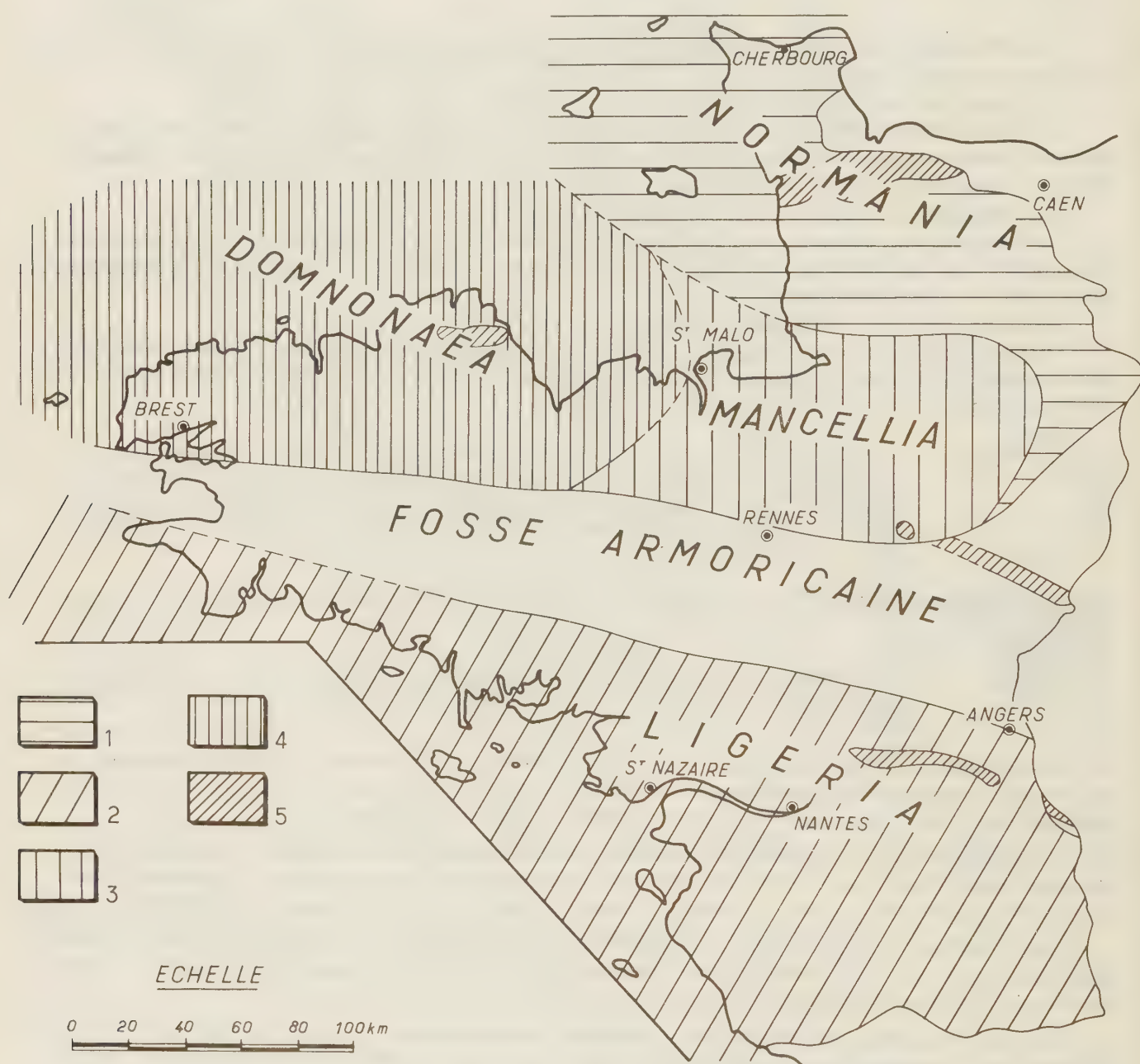


FIG. 3 — Esquisse paléogéographique du Massif Armoricain au Cambrien et au Silurien : les cordillères cademiennes et poléozoïques (simplifié d'après une figure de PRUVOST, 1949).

- 1 — Transgression acadienne
- 2 — Transgression potsdamienne
- 3 — Transgression arénigienne
- 4 — Transgression gédiniennne
- 5 — Formations continentales permo-carbonifères postérieures au plissement sudète (orogénèse hercynienne).

LE SOCLE HERCYNIEN.

La sédimentation paléozoïque fut donc guidée, à ses débuts, par l'existence de cordillères progressivement envahies par la mer (fig. 3) et, ainsi que le dégagea si clairement P. PRUVOST, l'histoire stratigraphique du massif armoricain est marquée par une suite de transgressions qui se terminent à la fin du Gothlandien (tableau I).

A cette époque, la formation d'un haut fond, l'axe anticlinal des landes de Lanvaux-Pont-de-Cé (1), arrête la progression vers le Sud de la mer gédinienne qui recouvre définitivement, au Nord, la cordillère septentrionale (Domnonnea). Seul le Dévonien inférieur est connu en Normandie car, dès le Coblencien, s'annonce, au Nord de l'axe de Lanvaux, la régression mésodévonienne qui prélude à la première grande phase orogénique du massif armoricain : la phase bretonne.

Au Dévonien moyen, le bassin de sédimentation normand présentait donc l'allure du schéma de la fig. 4.

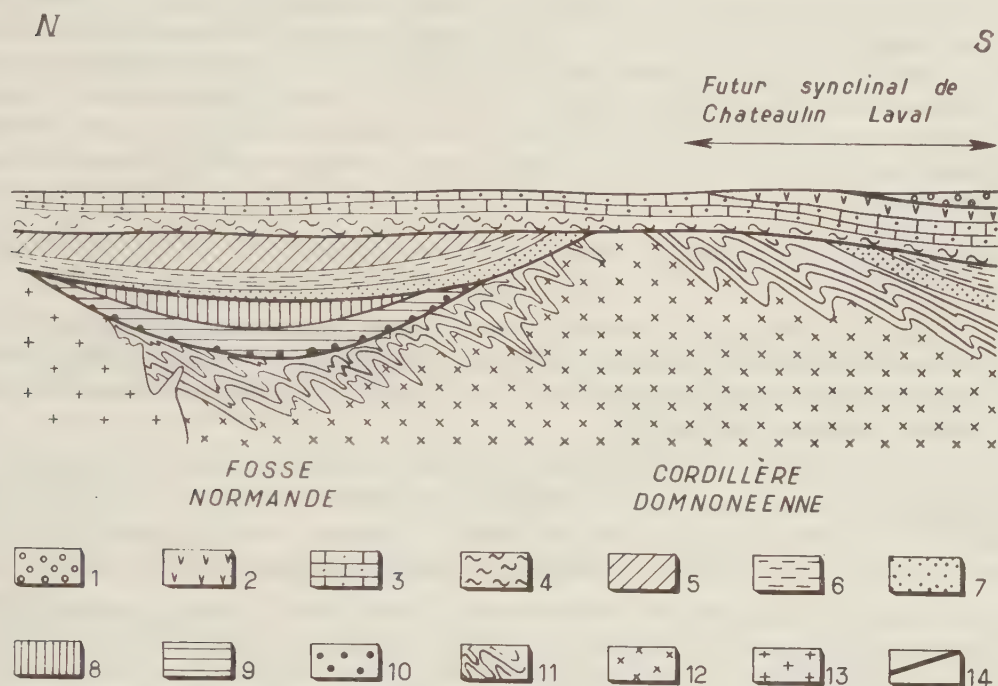


FIG. 4 — Esquisse paléogéographique de la fosse normande avant l'orogénèse bretonne (d'après P. PRUVOST, 1949).

- 1 — Dévonien supérieur
- 2 — Eifelien
- 3 — Coblencien
- 4 — Gédinien et Siégénien
- 5 — Gothlandien
- 6 — Ordovicien supérieur et moyen
- 7 — Grès armoricain (Arénig)
- 8 — Grès feldspathiques et schistes pourprés de Trémadoc et Potsdamien
- 9 — Acadien
- 10 — Poudingues et arkoses
- 11 — Schistes et phanites briovériens
- 12 — Schistes, amphibolites et dolérites briovériens
- 13 — Roches intrusives
- 14 — Surfaces de transgression.

(1) Selon P. PRUVOST (1949), c'est la seule déformation connue qui soit imputable, en toute certitude, à la phase orogénique calédonienne dans le massif armoricain.

La phase orogénique bretonne va déterminer essentiellement un plissement d'ensemble du socle briovérien et de son revêtement paléozoïque. Les coupes désormais classiques des synclinaux de May et d'Urville, du massif de Montabard (d'après A. BICOT, 1913), montrent à souhait que le socle briovérien, peu induré, s'est déformé en moulant les plis des séries paléozoïques anté-faménniennes. Ainsi, plutôt que d'utiliser le terme de plis de couverture (dû à E. ARGAND, 1909) j'utiliserai le terme de plis de revêtement, tel que le définit M. CASTERAS (1933). Le style tectonique ainsi esquissé s'apparente au style appalachien (TERMIER et TERMIER, 1956).

Certes, il existe une disharmonie certaine entre les plis cadomiens et les plis bretons, mais, ce qui importe, c'est que la surface de discordance du conglomérat acadien sur le socle briovérien moule très difficilement les plis de revêtement, impliquant en cela une déformation très notable, à faible rayon de courbure de la surface de pénépléation cadomienne.

Des décollements locaux des conglomérats acadiens sur les phyllades briovériennes ont été signalés et décrits (GRAINDOR, 1961) mais, en l'absence d'une formation lubrifiante dans la série paléozoïque, on ne peut raisonnablement parler ici de tectonique de couverture au sens d'E. ARGAND.

Parallèlement à ce phénomène de plissement, un métamorphisme très léger, épizonal, affectait les séries paléozoïques anté-carbonifères. Nulle part en Normandie, on ne signale de migmatisation, tant dans le briovérien certain que dans les séries paléozoïques. Par ailleurs, et si l'on étend à cette région les raisonnements élaborés en Bretagne méridionale par J. COGNE (1959), les granites hercyniens intrusifs seraient à rapporter à la phase sudète. De la sorte, on peut considérer que les séries briovériennes paléozoïques anté-dinantiennes de Normandie sont restées dans le domaine de la sur-structure (selon E. WEGMANN, 1951), durant les cycles orogéniques cadomiens et hercyniens.

Les granitisations intrusives sudètes n'apporteront pas de changement à cette proportion.

C'est là, semble-t-il, la différence fondamentale entre l'évolution orogénique de la Bretagne méridionale, qui se manifesta dans le domaine de l'infrastructure lors de ces deux orogénèses (J. COGNE, 1960) et de la Normandie. Les granites intrusifs, tardi-tectoniques, y atteignirent certes le revêtement paléozoïque, mais bien au-dessus du front des migmatites, selon toute vraisemblance.

En effet, après une nouvelle incursion marine au Viséen supérieur (calcaires de Régnéville) le Cotentin est à nouveau exondé et le restera jusqu'au début des temps secondaires. Durant la fin de l'ère primaire les reliefs hercyniens du continent armoricain vont être soumis à l'érosion et seules les dépressions intra-continentales enregistreront désormais les épisodes épirogéniques tardifs de cette orogénèse (voir tableau I).

Peu marquée par les plissements de sur-structure (J. COGNE, 1960), la phase tectonique sudète est néanmoins considérée comme la plus importante dans le massif armoricain qui acquiert, à la fin du Dévonien, ces lignes structurales dominantes telles qu'elles apparaissent sur les cartes géologiques, par la répartition des massifs granitiques et des grandes lignes de fractures, et par l'orientation des grands synclinaux carbonifères de Bretagne. C'est dire que l'essentiel des phénomènes tectoniques de cette phase prit place à la limite de l'infra et de la sur-structure. La permanence des contraintes tectoniques sur ces deux domaines désormais indurés,

Suivant J. COGNE (1960), l'induration de l'infrastructure par plissement et consolidation des migmatites est progressive : précoce dans les zones hautes, elle ne serait que tardive dans les zones synclinales plus enfouies. Quoi qu'il en soit, c'est à la limite des migmatites et des séries métamorphiques plissées de la sur-structure, que se produisent les décollements régionaux de grande envergure induisant, aussi bien dans le socle briovérien non migmatisé que dans le revêtement paléozoïque plissé, des déformations cassantes, cisailantes, où se mettent en place des granites en feuillets à deux micas. Localement, toutefois, et en particulier dans les zones d'inflexions (voir p. 117), sortes de nœuds tectoniques entre les grandes structures de cisaillement, les granites en massifs circonscrits, toujours à deux micas, peuvent se mettre en place et cela dans le même temps que les granites syntectoniques précédemment évoqués. Intrusifs, ces massifs circonscrits doivent toujours être considérés comme synorogéniques (BARROIS, 1930).

détermine des déformations d'ensemble de la sur-structure. La compétence différentielle du socle cadomien et des séries paléozoïques plissées conduit à la formation de structures chevauchantes locales (écaillés et charriages, tectonique de fond de M. J. GRAINDOR, 1961). Parallèlement, les séries dinantiennes se plissent suivant des directions propres à cette phase sudète.

TABLEAU N° I

*La sédimentation, les mouvements tectoniques et les éruptions
durant les cycles cadomien et hercynien en Normandie*

d'après P. PRUVOST (1949) complété par les travaux de M. J. GRAINDOR (1961).

FORMATIONS	AGE	EPISODES OROGÉNIQUES
 (1) — Conglomérats, grès et schistes rouges du Mesnil-Verneron	Permien	Mouvements saaliens.
— Terrain houiller de Littry (Stéphanien)  (1) Lacune  (1) — Calcaire de Régnéville (Viséen) — Poudingues, grès et schistes rouges de Hyenville (Tournaisien)	Carbonifère	Andésites et basaltes de Littry (2). Mouvements asturiens. Mouvements sudètes; fin de la sédimentation marine; intrusion de granites.
 (1) Lacune — Schistes et calcaires de Néhou (Coblencien) — Grès à <i>Orthis monnieri</i> (Siégénien) — Schistes et quartzites (Gédinnien)	Dévonien	Orogénèse bretonne. Régression mésodévonnienne.
— Schistes ampéliteux à <i>Monograptus</i> et calcaires à <i>Orthoceras</i> (Gothlandien). — Grès culminants (Caradoc) — Schistes à Trinucleus, Grès de May, et schistes à <i>Calymènes</i> (Llandeilo) — Grès armoricain (Arénig)	Silurien	Mouvements calédoniens (Epirogénèse).
— Grès feldspathiques et schistes bigarrés rouges et verts (Tremadoc et Potsdamien) — Schistes verts et calcaires de la Laize et de Barneville (Acadien) — Poudingue de Rocreux	Cambrien	
 (1) Etage de la Laize Schistes de St-Lô et phanites de Lamballe Etage d'Erquy — Poudingue d'Hainville	Briovérien (Infra-cambrien)	Orogénèse cadomienne; éruptions rhyolitiques. Eruptions doléritiques briovériennes.
 (1) Formations métamorphiques de la Hague : Sarnia.		

(1) Discordance.

(2) D'après P. TERMIER (1918).

Tels sont les grands traits de l'histoire anté-mésoïque du Cotentin.

Les transgressions marines mésozoïques et tertiaires, désormais sans grand effet sur l'histoire géologique du Cotentin, sont présentées schématiquement fig. 5.

tels qu'on peut tenter de les synthétiser d'après les travaux des géologues normands, et tels qu'ils apparaissent par extension des résultats des travaux modernes sur la Bretagne méridionale, en gardant présent à l'esprit que la Normandie est restée dans le domaine de la sur-structure pendant les orogénèses cadomienne et hercynienne.

Il convient maintenant d'étudier, avec plus de détails, l'environnement immédiat du gisement ferrifère de Diélette à savoir : le massif granitique de Flamanville et sa périphérie, avant de pouvoir aborder, avec fruit dans la deuxième partie de ce travail, l'étude métallogénique et minière proprement dite.



FIG. 5. — Limites présumées des transgressions marines d'Est en Ouest sur le socle ancien de la presqu'île du Cotentin (d'après A.-J. GRAINDOR, 1961).

X2-X3 : Limite du Briovérien

B : Limite du Paléozoïque (pré-Permien)

P : Limite du Permien

T : Limite du Trias

L : Limite du Lias

J : Limite du Jurassique

C : Limite du Crétacé

E : Limite de l'Eocène

CHAPITRE II

LE MASSIF GRANITIQUE DE FLAMANVILLE ET SA PERIPHERIE

L'examen préliminaire de la carte géologique au 1 80 000 de A. BIGOT (1932) montre d'emblée les caractères originaux de la région comprise entre Mont-Saint-Pierre au Nord, Sciotot au Sud, les Pieux et Siouville à l'Est, la côte à l'Ouest. En effet, le contour sub-circulaire du batholite granitique de Flamanville s'accompagne, sur sa bordure Ouest et Sud-Ouest, d'un métamorphisme de contact intense, alors que ses limites Nord, Est et Sud-Est en sont pratiquement dépourvues. Enfin, ce sont les terrains dévonien, renfermant le gisement ferrifère de Diélette, qui sont affectés par la proximité de ce granite qui apparaît indubitablement comme l'un des plus récents de tout le Cotentin.

Il nous paraît donc logique de traiter la géologie de cet ensemble avant de nous cantonner à l'étude du gisement métallifère proprement dit.

GEOGRAPHIE

Trois entités topographiques peuvent être distinguées, en gros, dans la région :

1° *Les côtes* : Durant l'ère Quaternaire, ces côtes ont été régularisées par des abaissments successifs du niveau marin. Trois sortes de plages peuvent être différenciées : les plages à galets, les plages sablonneuses et les plages rocheuses.

Le meilleur exemple de plages à galets est celui situé en face du village de Diélette. On peut y suivre les terrasses dues aux abaissments successifs de la mer. Plus au Nord, jusqu'à Mont-Saint-Gilles, et plus au Sud, jusqu'à Sciotot, la plage est rocheuse. Entre Mont-Saint-Gilles et Siouville, elle est sablonneuse. La continuation septentrionale et méridionale de la côte se présente sous forme de cordon littoral dunaire, d'ailleurs en voie de disparition assez rapide, à l'abri duquel se sont déposées des vases et des tourbes datant du Flandrien (GRAINDOR, 1961).

2° *Les falaises* : de hauteur maximum d'une centaine de mètres (falaise du Sémaphore), elles bordent les côtes vers l'intérieur. Entre Diélette et Sciotot, elles sont granitiques, plus au Nord, elles sont formées de roches paléozoïques stratifiées.

3° *L'intérieur* : La topographie est peu accentuée à l'intérieur de la région.

Les pénéplénations, qui se sont succédé depuis la fin du Paléozoïque, ont supprimé tout relief important. Seule, l'érosion différentielle crée un faible relief. On peut noter toutefois, comme exceptions, les quartzites du Grès Armoricaïn au Sud, et, moins évident, le Grès culminant au Nord de la région. Ils se reconnaissent immédiatement car ils constituent un relief de crêtes plus accusé que celui des environs.

Le massif granitique de Flamanville marque, à un certain degré, un trait topographique assez distinct. Son contact avec les roches paléozoïques stratifiées qui l'entourent, est généralement marqué par une dépression topographique, voire une vallée. C'est précisément le cas du contact septentrional.

La petite rivière de Diélette creuse sa vallée à travers ce massif, du Sud-Est vers le Nord-Ouest. A son arrivée au contact du massif, le cours d'eau profite de cet endroit de « faiblesse », en le suivant vers l'Ouest sur environ 400 mètres, pour se jeter à la mer juste au Nord du village de Diélette.

Par analogie au reste de la Normandie, le sous-sol de la région est généralement masqué par de nombreuses formations superficielles. Quelques bois et bosquets subsistent encore aux endroits où leur transformation en prairies se révèle irréalisable. Ce bocage verdoyant est dû au régime de pluies assez intenses: la moyenne annuelle des précipitations dans le Cotentin est de l'ordre de 950 mm.

STRATIGRAPHIE.

Dans le périmètre retenu comme cadre de cette étude (fig. 6), on rencontre pratiquement tous les étages stratigraphiques du Paléozoïque de Normandie, depuis le poudingue de Rocreux jusqu'aux schistes et calcaires de Néhou du Dévonien inférieur.

Le massif granitique de Flamanville occupe le centre du secteur de Diélette. Le cambro-silurien forme une ceinture à l'Est et au Sud du batholite dont le côté Nord est occupé par des formations siluriennes, tandis qu'à l'Ouest, le long de la côte, c'est le Dévonien qui épouse sa bordure. Ces roches dévoniennes apparaissent fortement métamorphisées entre Mont-Saint-Gilles au Nord et Sciottot au Sud. C'est ainsi que l'étude stratigraphique de ces formations, qui renferment le gisement ferrifère de Diélette, nécessiterait d'aller rechercher les termes non transformés de cette série (au synclinal de Rauville-la-Gigot par exemple...).

La roche granitique coupe l'ensemble stratifié cambro-silurien à l'emporte-pièce sans changer sa disposition structurale.

Ainsi les strates siluriennes, qui butent sur le contact méridional du batholite, réapparaissent sur son côté septentrional sans discontinuité structurale apparente (voir fig. 6).

Ce n'est qu'à sa bordure occidentale que le batholite granitique a entraîné une déformation plastique des assises lévoniennes constituant ainsi le synclinorium de Diélette (voir chapitre III, p. 107).

Outre cet ensemble paléozoïque, A. BICOT (1890) a reconnu un affleurement restreint représentant le Sénonien, à un kilomètre de l'E. N. E. de l'agglomération de Flamanville.

Il s'agit d'une argile à silex, produit de décomposition sur place de « la craie à *Baculites* », où subsistent des rognons de silex non roulés aux formes contorsionnées. Ces dépôts renferment des Echinides (*Ananchytes ovata*, LAMARCK), ils appartiendraient au Sénonien inférieur selon GRAINDOR (1961).

LE CAMBRIEN

Les formations de cet âge sont représentées en Normandie par deux ensembles rocheux :

— à la base, les poudingues et arkoses de Rocreux et de Hyenville reposent en discordance sur les schistes briovériens. Surmonté par des schistes verts à intercalations lenticulaires de calcaire (Laize, Barneville), cet ensemble est daté par *Bigotina bivallata*, COBBOLD et *Spiroclyathus atlanta*, BILLINGS : Acadien (GRAINDOR 1961, PRUVOST 1949).

— au sommet, les schistes bruns-rouges bigarrés et les grès grossiers feldspathiques ou peu quartzitiques sont surmontés par des schistes verts à phénomènes de ravinement (DANGEARD, 1951). Selon PRUVOST (1949) cet étage appartient au Tremadoc-Potsdamien (Cambrien supérieur).

Dans l'ensemble il s'agit d'une puissante sédimentation détritique (plus de 1.500 m d'épaisseur pour la formation de base) accumulée dans un bassin à fond sub ident, comparable aux grabens post-orogéniques particularisés par les arkoses. Les alternances schisto-gréseuses marquent un adoucissement du régime tectonique, tandis que les ravinements annoncent déjà la reprise d'un nouveau cycle transgressif ordovicien.

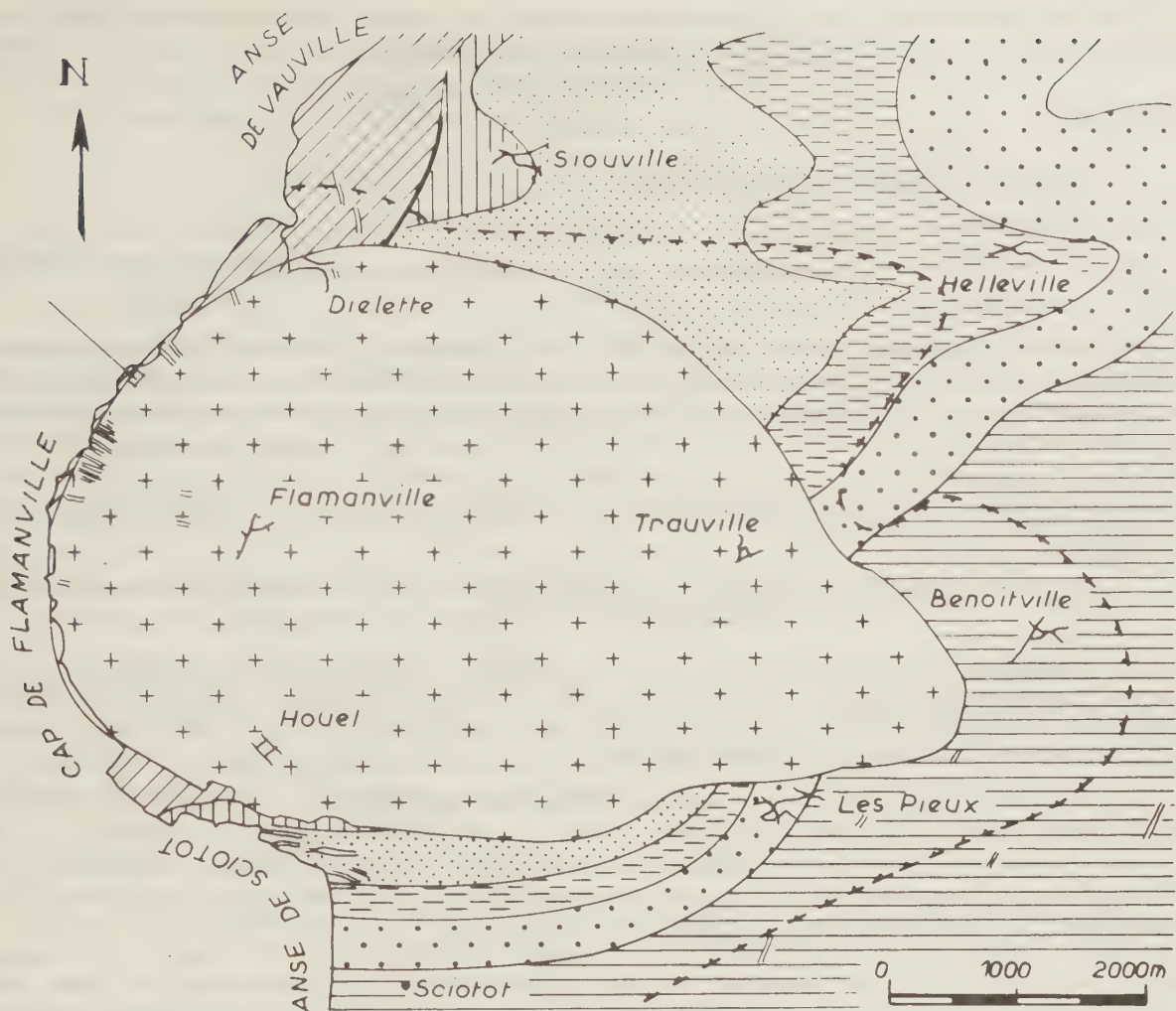


FIG. 6. — Carte géologique du secteur de Diélette (d'après N.-R. MARTIN, 1953).

- 1 — Dévonien
- 2 — Gothlandien
- 3 — Ordovicien supérieur
- 4 — Ordovicien moyen
- 5 — Ordovicien inférieur
- 6 — Cambrien
- 7 — Granite
- 8 — Filons
- 9 — Limite du métamorphisme
- 10 — Villages
- 11 — Failles

Dans le périmètre de l'étude, le Cambrien est représenté, au Sud de Sciotot (DALIMIER, 1861), par des phyllades verts assimilables aux formations supérieures de l'étage.

LE SILURIEN

Il comprend l'Ordovicien et le Gothlandien.

A. — L'Ordovicien :

Les formations de cet âge sont représentées par un ensemble de trois étages d'environ 1.500 m. d'épaisseur, reposant en concordance sur les roches cambriennes :

— *Le Grès Armoricaïn* : formant la base des assises ordoviciennes, il affleure au Sud du massif granitique entre Sciotot et les Pieux et au Nord-Est de la région; au voisinage de Helleville. Ce quartzite, blanc ou parfois gris, forme des bancs très épais marqués par des « ripple marks », ne montrant que rarement des plans de stratification. A la base, le grès est plus grossier avec des lits de poudingues à galets de quartzites et de phyllades noires. Vers le sommet, on remarque souvent une tendance psammitique. La séparation de cet étage en deux parties, par des couches de minerai ferrique, reconnue en Bretagne par F. KERFORNE (1911), n'apparaît pas dans le Cotentin.

Au voisinage immédiat du massif de Flamanville (à Trauville) le Grès Armoricaïn est transformé en quartzite dur (BIGOT, 1932).

Le seul reste organique qui ait été reconnu est un *Tigilite linearis* (DALIMIER, 1861). Ce grès est considéré par tous les stratigraphes normands comme appartenant à l'âge Arénig (Ordovisien inférieur).

— Les schistes à Calymènes (dits étage d'Angers) :

Cet étage schisteux qui affleure, au-dessus du Grès Armoricaïn au Sud et au Nord-Est du massif granitique, est formé de schistes argileux noirs bleuâtres virant au gris verdâtre lorsqu'ils sont altérés. A la base de ces schistes on trouve un niveau de grès quartziteux bruns évoquant les grès des Moitiers d'Allonne (fig. 2), et qui marquent ainsi la transition avec le Grès Armoricaïn. En 1951, L. DANCEARD cita la présence locale, dans ce niveau gréseux, de grès calcaires et de grauweekes très fossilifères.

En 1932, A. BIGOT nota qu'au voisinage immédiat du granite, ces schistes étaient devenus micacés et rubanés avec développement de la chialstolite et de la séricite.

Les schistes à Calymènes sont souvent extrêmement fossilifères. La faune comporte *Calymène tristani*, BROGRIART, *Dalmanites socialis*, BARRANDE, *Placoparie tourneminei*, *Ascocrinus barrandei*, avec de très abondants Brachiopodes (*Orthis budleighensis*, DAVIDSON), Lamellibranches et Ostracodes : ils appartiennent (PRUVOST, 1949), au Llandeillo (Ordovicien moyen).

Une bande de minerai ferrique, formé principalement d'hématite rouge altérée en surface en limonite, s'intercale dans les schistes à Calymènes non loin de leur base (à Helleville elle se trouve au niveau des grès transitoires avec le Grès Armoricaïn). J.-L. JAEGER (1958) a indiqué la transition de ce minerai, parfois nettement conglomératique, en magnétite au voisinage du granite de Flamanville.

Selon un rapport du B.R.G.M. (1954), deux bandes de fortes anomalies sont décelables dans les schistes à Calymènes entre l'anse de Sciotot et les Pieux : l'une presque au contact du Grès Armoricaïn, l'autre à 80 m au Nord. Dans ces minerais, à 46 % Fe, on reconnaît la présence d'une proportion notable de magnétite.

— Les schistes et grès :

Cet ensemble complexe de schiste et de grès, qui n'ont pu être stratigraphiquement séparés jusqu'à nos jours, peut être divisé en quatre niveaux :

a) Un niveau inférieur, de grès analogues au grès de May, qui contient parfois des passées psammitiques accompagnées de schistes noirs.

b) Une série schisto-gréseuse, parfois avec *Cadomia type*. Il s'agit d'une alternance de grès micacés en plaquettes et de schistes micacés gréseux fragiles d'un gris bleuâtre ou ardoisé.

c) Grès de May qui est un grès, en plaquettes, gris, bleu ou blanc.

d) Des schistes ardoisiers à *Trinucleus bureauti*.

Au contact du granite de Flamanville, les grès sont transformés en leptynites, les bancs schisteux en cornéennes ou schistes ru'anés et micacés (BIGOT, 1932).

Cet ensemble, d'épaisseur moyenne de 600 m. (GRAINDOR, 1961), est rapporté par P. PRUVOST (1949) au Caradoc (Ordovicien supérieur).

B — Le Gothlandien :

Le Gothlandien, ou Silurien proprement dit, est particulièrement bien représenté dans les séries du synclinal de Siouville (fig. 2 et 6). Il comprend deux formations de duretés différentes (grès et schistes ampéliteux) qui jouent de ce fait un rôle physiographique apparent : les schistes occupent les dépressions ceinturées par des reliefs doux constitués par les grès.

— *Les grès culminants* : noirâtres, ils deviennent gris ou blanchâtres par altération. Parfois pyriteux ou ferrugineux, ils représentent localement une structure quartzitique — ils sont alors extrêmement durs — ou psammitiques. Leur puissance ne dépasse pas 150 m. sur le flanc sud du synclinal de Siouville (GRAINDOR, 1961). Azoïques, ils sont considérés par P. PRUVOST comme faisant partie du Caradoc (Ordovicien supérieur) et par M. J. GRAINDOR comme représentant le Valentin (Gothlandien inférieur).

— *Les schistes ampéliteux* : donnant des argiles noires de décomposition, passent insensiblement, à la base, aux grès culminants. Malgré cela, P. PRUVOST pense qu'ils représentent, à eux seuls, le Gothlandien. Renfermant des nodules calcaires charbonneuses, entourés par une croûte schisteuse imprégnée de sulfures de fer, à *Orthoceras grégarioïdes*. et *Cardiola interrupta*, BRODERIP, ces schistes contiennent une grande variété de Graptilithes parmi lesquels on peut citer le *Monograptus priodon*, BROWN.

LE DEVONIEN.

Ainsi qu'il a été signalé page 26, une connaissance satisfaisante de la stratigraphie de la série dévonienne, plus ou moins métamorphisée dans le secteur de Diélette, oblige à chercher ailleurs les termes non transformés de cette série. Je prends donc ici comme type du Dévonien, les formations du synclinal de Rauville-la-Bigot (fig. 2) dans l'unité située entre Rocheville et St-Joseph, avant de décrire celle du synclinal de Siouville (secteur de Diélette).

— Le Gédinnien :

Cet étage est représenté par des schistes et des quartzites mal limtiés, tant vers la base, où ils font suite de manière graduelle aux schistes ampéliteux gothlandiens que vers le sommet où ils passent sans discontinuité marquante aux grès siégéniens.

Les bancs quartzitiques sont généralement de plus d'un mètre d'épaisseur, n'offrant souvent qu'une seule ligne fossilifère sur toute leur épaisseur.

— Le Siégénien :

Il est représenté par les grès à *Orthis monnieri* qui surmontent l'étage des schistes et quartzites gédinniens. Peu fossilifères, ces grès sont blancs, jaunâtres, grisâtres ou verts. Quelques lits de grès schisteux s'intercalent au sein de cet étage.

La plupart des fossiles de Néhou (voir p. 30) se retrouvent dans cet étage (DALIMIER, 1861).

— Le Coblencien :

Représenté par l'étage des calcaires et schistes très fossilifères. Les schistes (fétides et noirs) constituent, souvent, de minces lits intercalés plusieurs fois dans les calcaires, eux-mêmes en bancs plus ou moins épais. C'est l'étage connu sous le nom « schistes et calcaires de Néhou ».

Selon DALIMIER (1861), les caractères paléontologiques, qui distinguent ces trois « niveaux », sont peu tranchés; aussi il a réuni dans une seule liste les fossiles que renferme le Dévonien inférieur de la Manche, liste que je reproduis ici :

Dalmania calliteles, GREEN.

— *sublaciniata*, VERNEUIL.

Homalonotus gervillei, VERNEUIL.

— *jorbesi*, M. ROUAULT.

Proetus cuvieri, STEIN.

Bronteus gervillei, BARROIS.

Orthoceratites calamiteus, O. *lorieri*, d'ORBIGNY.

— *buchii*, VERNEUIL.

Cyrtoceras.

Murchisonia intermedia, d'ARCHIAC.

Loxonema.

Pleurotomaria.

Turbo.

Natica contentina, d'ORBIGNY.

Capulus scalarius, M. ROUAULT.

— *lorieri*, d'ORBIGNY.

— *cassideus*, d'ARCHIAC et VERNEUIL.

Pterinea spinosa?, PHILLIPS.

Avicula, plusieurs esp. ind.

Grammysia hamiltonensis, VERNEUIL.

Conocardium clathratum, d'ORBIGNY.

Conularia gervillei, VERNEUIL.

Terabratula concentrica, BUCH.

— *ezquerra*, d'ARCHIAC et VERNEUIL.

— *hispanica*, d'ARCHIAC et VERNEUIL.

— *undata*, DEFRANCE.

— *archiaci*, VERNEUIL.

— *reticularis*, LINN. sp.

— *eucharis*, BARROIS.

— *subwilsoni*, d'ORBIGNY.

— *prominula*, ROEMER.

— *guerangeri*, VERNEUIL.

— *pareti*, VERNEUIL.

— *bouchardi*, EDW. et HAIME.

Aulopora cucullina, MICH.

Retepora.

— *strygiceps*, ROEMER, T. *oliviani*?

Pentamerus galeatus, DALM. sp.

Spirifer rousseau, M. ROUAULT.

— *subspeciosus*, VERNEUIL.

— *heteroclytus*, DEFRANCE.

— *davousti*, VERNEUIL.

— *pellico*, d'ARCHIAC et VERNEUIL.

— *belouini*, M. ROUAULT.

— *dutemplei*, M. ROUAULT.

— *macropterus*, ROEMER.

— interméd. entre le *S. subspeciosus*, VERNEUIL,
et *S. sulcatus*, DALM.

Orthis beaumonti, VERNEUIL.

— *striatula*, SCHLOTHEIM.

— *orbicularis*, d'ARCHIAC et VERNEUIL.

— *gervillei*, BARROIS.

— *trigeri*, VERNEUIL.

— *hipparionix*, SCHNURR.

Chonetes boulangeri, M. ROUAULT.

Leptoena murchisoni, d'ARCHIAC et VERNEUIL.

— *laticosta*, CONRAD.

— *sedgwicki*, d'ARCHIAC et VERNEUIL.

— *phillipsi*, BARROIS.

— *depressa*, SOW.

— *bouei*, BARROIS.

Calceola (*Sandalina*?).

Pentremites?

Encrinites.

Heliotites interstincta, EDW. et HAIME.

Alveolites.

Favosites goldfussii, d'ORBIGNY.

— *polymorpha*, GOLDFUN.

Cyatophyllum celticum, d'ORBIGNY.

Tentaculites.

Pleurodictyum problematicum.

Qu'est-il de cette série type dans la région de Diélette? Deux coupes fondamentales ont été étudiées à de nombreuses reprises par les géologues normands pour tenter de retrouver, dans les séries plus ou moins métamorphisées qui entourent le massif de Flamanville, les équivalents locaux de la série type du synclinal de Raville-la-Gigot. Il s'agit des affleurements de Mont-Saint-Pierre (MICHEL-LÉVY et BIGOT, 1906; BIGOT, 1942 et DANGEARD, 1951) et de Mont-Saint-Gilles (LECLÈRE, 1906; JEREMINE, 1931 et DANGEARD, 1951). On dispose, par ailleurs, des observations de A. MICHEL-LÉVY (1894) et de A. BIGOT (1899). Ces contributions sont présentées, sommairement, dans le tableau II.

— *Le Gédinnien* : il serait représenté à Mont-Saint-Gilles par une formation de schistes noirs, compacts, d'apparence cornée (MICHEL-LÉVY, 1894) alternant avec de nombreux lits minces de quartzites souvent bruns. Cette formation constitue une bande allongée N.E.-S.W. prise en écharpe vers le S.W. (grande carrière de Diélette), par le granite de Flamanville. L'action du métamorphisme de contact apparaît donc progressive et, si A. MICHEL-LÉVY signale la disparition, vers le N.E., des grands cristaux de chialstolite zonée, bien visibles à Mont-Saint-Gilles, A. LECLÈRE (1906) reconnaît le passage d'une cornéenne micacée schistoïde à une assise de schistes fissiles dans la même direction (Mont-Saint-Pierre).

Chimiquement, le passage des schistes à une cornéenne s'accompagne d'un enrichissement en K et d'un appauvrissement en Fe.

Reprenant l'étude de la série de Mont-Saint-Pierre, en 1906, A. MICHEL-LÉVY et A. BIGOT reconnaissent l'assimilation de LECLÈRE des cornéennes micacées schistoïdes aux horizons inférieurs du Dévonien de Néhou-Baubigny.

Le passage aux ampélites gothlandiennes y est repéré vers la base, alors qu'il manque à Mont-Saint-Gilles, ce qui oblige A. MICHEL-LÉVY à une difficile étude tectonique de la région de Siouville où ce contact existe mais accidenté par une faille (voir p. 45). De même, la disparition, entre Mont-Saint-Pierre (zone du Sauvage) et Mont-Saint-Gilles, des schistes ampéliteux gothlandiens implique le passage d'une faille qui sera tracée plus tard par A. BIGOT (1942).

Enfin, E. JEREMINE (1931), étudiant les schistes micacés à andalousite poëcilitique de Mont-Saint-Gilles, ferait dériver ces roches de schistes argileux légèrement marneux, qui correspondraient bien aux schistes fissiles du Sauvage décrits par LECLÈRE.

Au total, une concordance certaine se dégage de ces travaux quant à l'assimilation des schistes fissiles du Sauvage aux assises schisto-gréseuses de Néhou-Baubigny attribuées au Gédinnien bien qu'azoïques.

— *Le Siégénien* :

Reconnu par A. BIGOT en 1899, dans sa première édition de la feuille des Pieux, dans les zones orientales de Mont-Saint-Gilles et de Mont-Saint-Pierre, cet étage ne figure plus dans la deuxième édition de 1932.

Il s'agissait de grès et de schistes bruns ou verdâtres, en petits bancs, renfermant *Orthis monnieri*, et *Pleurodictyum problematicum*, GOLDFUN.

En fait, au-dessus des schistes du Sauvage, A. LECLÈRE (1906) distingue une zone « b » constituée par un grauwaacke (1) fossilifère renfermant quelques passées calcaires lenticulaires, dont il suit la transformation latérale par métamorphisme de contact en cornéennes homogènes, enrichies en K et appauvries en Fe.

De même, A. MICHEL-LÉVY et A. BIGOT (1906) reconnaissent au-dessus des schistes du Sauvage un ensemble de grès argileux et ferrugineux à fossiles décalcifiés où s'intercalent des lentilles calcaires et des bancs discontinus de Polypiers. Cet ensemble fossilifère à *Athyris undata*, DEFRANCE, correspondrait aux cornéennes micacées de la carrière de Mont-Saint-Gilles où se rencontrent encore des traces de Brachiopodes pyritisés.

Cette correspondance reste peut-être valable pour les lentilles calcaires mais elle semble douteuse pour l'ensemble grauwaackeux. En effet, E. JEREMINE (1931) décrit à Mont-Saint-Gilles, au-dessus des schistes micacés à andalousite, des grès phylliteux riches en bandes micacées et contenant de nombreux grains élastiques de tourmaline, zircon, sphène, magnétite, graphite. Ces grès semblent mieux correspondre au métamorphisme des grès argileux et ferrugineux de A. MICHEL-LÉVY et A. BIGOT.

En fait, l'ensemble fossilifère de A. MICHEL-LÉVY et A. BIGOT (1906), reconnu à Mont-Saint-Pierre, paraît comprendre à la fois des horizons inférieurs, surtout gréseux, et des horizons supérieurs, plus riches en lentilles carbonatées et renfermant la faune des horizons fossilifères de Néhou.

(1) Sans doute au sens français.

TABLEAU II.

CLASSIFICATION DES ROCHES DEVONIENNES DANS LES ENVIRONS DE DIELETTE
SUIVANT LES DIFFERENTS AUTEURS (sans échelle)

MICHEL-LÉVY (1894)	BICOT (1899) aux environs de Dielette	LEGLÈRE (1906) à Mont-St-Gilles	MICHEL-LÉVY et BICOT (1906) à Mont-St-Pierre	JÉRÉMYE (1931) à Mont-St-Gilles	BICOT (1932)	BICOT (1942) face Mont-St-Pierre	DANGEARD (1951)
Niveau de Nêhou (bande 4) Sclérement Mont-St-Pierre ; micas non pénétrés par le granit très banni. — Schiste foncé — Grauwacke avec la faune de Nêhou — Couches à grands Polyptères calcaires — Grauwacke avec la faune de Nêhou.						Quartzophyllades plicossés (face de Mont-St-Pierre).	Schistes compacts avec petits bancs à base de quartzite, comme à Dielette, par le métamorphisme de contact, les minerais de fer.
Quartzites, Schistes et Minerai de fer (bande 3) de Mont-St-Gilles, au Nord, à la Fercallière au Sud : métamorphis- me de contact.	Niveau de Nêhou (Coblentien ?) Schistes et calcaires avec petites bandes de grauwacke et les fossiles de Nêhou.		Schistes compacts avec de petits lits de grès. Les minerais de fer de Dielette se trouvent dans les roches métamorphiques correspondantes.		Schistes et Calcaires de Nêhou Couches inférieures de schistes et de phyllades, grès, grès argileux et wacke avec <i>Albysis undulata</i> et <i>Orthis vulturnum</i> et de calcaires avec de grands <i>Atrypa</i> roulés et des lits de <i>Fenestella</i> . Les roches métamorphisées sont des corréen- nes micacées, pyroxéniques, amphi- boliques et de cipolite avec des lits de granatite et de cipolite, ainsi que des couches de minerais de fer.	Lits en partie calcaires avec de nombreuses Fenestelles 9,0 m — Gros bancs lenticulaires avec des galets de polyptères 4,0 m Calcaire avec lits argileux 5,0 m Schistes bleus en partie 2,5 m — Gros bancs de calcaire crystalin 1,0 m	Calcaires et schistes de Nêhou à <i>Albysis undulata</i> (Stéphanien moyen). Par méta- morphisme, ils don- nent des schistes mi- nés de Dielette.
Schistes (?) amphiboliques pyroxéniques et granatitères (bande 2) qui manifestent un métamorphis- me de contact.	Les roches métamorphisées sont des schistes (?) granatitères et cal- cifères, schistes à chabotille, cor- nues vertes amphiboliques et cor- nues pyroxéniques, avec les minerais de fer.	Zone c : Schiste compact avec des Polyptères. La roche métamorphisée est basi- que, avec des bancs de granat.	Des lentilles calcaires et des Poly- ptères dans du grès argileux et fer- rugineux. Les roches métamorphi- sées sont des cornéennes pyroxéni- ques et granatitères.	Calcaire du niveau de Nêhou, fos- siles, schistes, grès, grès argileux et wacke, traversés par des lits plus riches en biotite néoformée.			
	Traces de fossiles.	Zone b : Grauwacke fossilifère avec quelques lentilles calcaires. La roche méta- morphisée est une cornéenne homo- gène.	Ensemble fossilifère : grès argileux et pyroxéniques, à fossiles du niveau de Nêhou.	Grès phyllieux et grès micacé tra- versés par des filaments de quartz.			
Schistes micacés avec intercalations plus basiques qui manifestent un métamorphisme de contact. Grands cristaux de chabotille de Mont-St-Gilles.	Grès à schistes grossiers à <i>Orthis monnieri</i> (peu abondants) : <i>Stegophen</i>	Zone a : Schiste facile. La roche métamorphisée est une cornéenne micacée schistoïde.	Schistes ardoisiers : — Schistes avec de petits bancs de grès. Les schistes métamorphisés sont les cornéennes micacées intérieures de Mont-St-Gilles.	Schistes à aréolisation et biotite. Schistes micacés, grès micacés, ar- doisiers, c'est du schiste argileux peu marneux.	La partie supérieure de l'étage des schistes micacés, grès micacés et Siltstein au Devonien. Des schistes tendres alternant aux nombreux lits de quartzites, souvent bruns.	Grauwacke fossilifère (70 m épaisseur).	Grauwacke (grès) à <i>Orthis monnieri</i> (Sté- phanien inférieur). Par métamorphisme il donne les schistes micacés.
		La base est constituée par des schistes noirs et des grès qui man- quent à Mont-St-Gilles.	Amphélites et grès culminants goth- landiens.	Amphélites gothlandiens.			Schistes du Sauvage avec des grès à la base (Célinien). Les équiva- lents métamorphiques sont les cor- nues intérieures de Mont-St-Gilles.

Cette formation, essentiellement gréseuse, grauwakeuse, n'a pas livré de manière certaine *Orthis monnieri*, et il est difficile de l'assimiler au Siégénien de Néhou. Cependant une forte présomption pétrographique s'établit pour qu'un épisode à dominante gréseuse et grauwakeuse s'intercale entre les schistes argileux du Sauvage et les assises à dominantes carbonatées renfermant la faune de Néhou.

Dans ces séries, l'âge est douteux mais la similitude sédimentologique certaine.

— *Le Coblencien* :

Il serait représenté, au moins partiellement, par les termes supérieurs de la série dévonienne de Diélette.

Les assises les plus caractéristiques sont évidemment les couches schisteuses et gréseuses à lentilles carbonatée fossilifères de Mont-Saint-Pierre. Les grès grauwakeux livrèrent : *Chonetes sarcinulata*, SCHOLTHEIM, *Orthis vulvarius*, *Spirifer venus*, d'ORBIGNY, *Athyris unilata*, DEFRANCE, *Wilsonia subwilsoni*, d'ORBIGNY. Les calcaires présentent de grands *Acervularia* roulés ainsi que des lits de *Fenestelles*. Cette formation fut attribuée au Siégénien moyen par le Comité de Stratigraphie de la Société Géologique de France (1959).

A Mont-Saint-Gilles, A. LECLÈRE (1906) reconnaît des schistes à lentilles grenatifères qui dériveraient de bancs de Polypiers transformés sur place. E. JEREMINE (1931) elle, décrit, au-dessus des grès phylliteux à minéraux détritiques, un calcaire fossilifère, déjà légèrement métamorphisé, et traversé par des lits riches en mica noir néoformé.

Il convient encore de signaler dans cette formation, aux endroits où elle est métamorphisée, la présence de bancs de quartzite schistoïde renfermant le minerai ferrifère formé de magnétite et d'oligiste (MICHEL-LÉVY, 1894). En 1906, A. MICHEL-LÉVY et A. BIGOT placent ces couches minéralisées dans les correspondants métamorphiques des schistes compacts à petits lits de grès reposant sur l'ensemble fossilifère (cf. tableau II).

A. BIGOT (1942) précise, par une coupe de détail, la superposition stratigraphique des différents horizons carbonatés (cf. tableau II). Très partielle, cette coupe présente l'avantage d'indiquer la puissance des bancs et de reconnaître une proportion appréciable d'argilite dans cette sédimentation à dominante carbonatée.

Par suite du métamorphisme de contact, cet ensemble rocheux se transforme en cornéennes variées (tactites) : micacées, pyroxéniques, amphiboliques, grenatifères... (voir p. 62).

La bande 4 de MICHEL-LÉVY (cf. tableau II), qu'il place tout au sommet des formations dévoniennes du secteur, peut bien correspondre aux équivalents, non métamorphisés, des schistes amphiboliques, pyroxéniques et grenatifères qui constituent sa bande 2 surmontée par les quartzites et schistes renfermant les minerais.

Le Dévonien se terminerait enfin, dans la région de Diélette, par une alternance de schistes compacts et de grès souvent plissotés (BIGOT, 1942), portant le cachet du métamorphisme général banal et peu intense (MICHEL-LÉVY et BIGOT, 1906, DANCEARD, 1951). Cette série représenterait peut-être le Coblencien *pro parte*.

CONCLUSIONS

Deux grands cycles sédimentaires, marqués par de puissants assemblages détritiques de base, apparaissent dans la série paléozoïque de la région de Diélette : un cycle cambrien et un cycle siluro-dévonien. Essentiellement détritiques, ces deux cycles rythment, malgré la monotonie des alternances grésos-schisteuses, le remplissage de l'avant-fosse hercynienne normande.

La série siluro-dévonienne révèle des oscillations significatives marquées par l'apparition du minerai de fer ou des sédiments bioclastiques (ampélites gothlandiennes). Très progressives, ces variations de la nature du remplissage sédimentaire, ménagent au Dévonien inférieur un épisode brutal, à l'échelle de la série, particularisé d'abord par des dépôts carbonatés mais aussi par une sédimentation composite où l'on peut noter des grès purs (quartzites), des grès argilo-ferrugineux (grauwackes), des marnes et des calcaires marneux (calco-schistes), des calcaires. C'est précisément dans cet ensemble qu'apparaissent les couches ferrifères de Diélette.

Sont-elles plus particulièrement associées aux horizons à dominante carbonatée (BIGOT, 1899, 1932) ou aux formations schisto-gréseuses qui les surmontent (MICHEL-LÉVY, 1894; MICHEL-LÉVY et BIGOT, 1906) ? La question n'est pas résolue puisque ces couches ferrifères ne sont connues qu'à proximité du granite de Flamanville qui métamorphise les roches encaissantes en oblitérant, souvent de manière considérable, la nature sédimentaire originelle de la roche.

Toutefois, en première approximation, et compte tenu des passages latéraux observés ou probables, on peut localiser les couches ferrifères dans la série stratigraphique, conformément au tableau ci-dessous :

TABLEAU III — *Localisation stratigraphique des couches ferrifères de Diélette.*

— Alternances grés-schisteuses (MICHEL-LÉVY, 1894 ; BIGOT, 1942)	Couches ferrifères de Diélette	Siégénien supérieur et Coblencien (pro-parte)
— Schistes et calcaires fossilifères de Mont-St-Pierre (BIGOT, 1932).		Siégénien moyen
— Grès grauwakeux de Mont-St-Gilles (LECLÈRE, 1906)		Siégénien inférieur
— Schistes fissiles du Sauvage (LECLÈRE, 1906)		Gédinnien

Sans aucun doute, l'étude de l'aspect stratigraphique et sédimentologique du problème des minéralisations de Diélette doit être approfondie davantage : ceci fera l'objet du chapitre II, partie deuxième, de cet ouvrage.

Auparavant, l'incidence certaine du métamorphisme de contact du granite de Flamanville, doit être appréciée et ceci me conduit à rassembler dès maintenant les connaissances relatives à ce massif de roches éruptives.

LE MASSIF GRANITIQUE DE FLAMANVILLE.

Le granite de Flamanville se présente sous une forme vaguement elliptique (fig. 6). Le grand diamètre (Est-Ouest) de l'ellipse ainsi définie mesure 7 km tandis que le petit diamètre (Nord-Sud) est de l'ordre de 4,5 km. C'est un massif circonscrit, en appliquant le terme de E. RAGUIN (1946).

Ce batholite est bordé au Nord par les agglomérations de Diélette et Siouville, à l'Est par Benoitville et Trauville, au Sud par les Pieux et Sciottot, et sa bordure occidentale est limitée par la côte.

Examinée à l'œil nu, la roche, qui constitue la majeure partie du massif cristallin, est colorée en rose grisâtre, avec une structure grenue porphyroïque à grands cristaux roses ou blancs de feldspath porphyroblastes qui peuvent atteindre 4 cm de longueur.

Microscopiquement, la roche est composée d'une trame moyennement ou grossièrement grenue de quartz, de plagioclases acides (oligoclase-albite), d'orthose, de biotite et de hornblende. Le sphène y figure comme un minéral accessoire relativement abondant, tandis que le zircon et l'apatite sont moins fréquents. Sur cette trame, de grands cristaux porphyroïdes de feldspaths se sont développés. Parmi ces cristaux porphyriques, les plagioclases acides (oligoclase-albite) devancent l'orthose et le microcline (bien moins fréquent).

Il s'agit donc d'un *granite monozonitique porphyroïde*. Ceci est en accord avec les résultats des analyses chimiques et la composition minéralogique visuelle calculée à partir de ces analyses (tableau IV).

TABLEAU IV

Composition chimique			Composition minéralogique virtuelle				
	%	millimolécule					
SiO ₂	67.20	1117	Caupholite	Quartz			25 %
Al ₂ O ₃	15.40	151		Feldspaths	Orthose		16,12
Fe ₂ O ₃	1.60	10			plagioclases	albite	31,96
FeO	1.95	27				anorthite	12,79
MnO	0.10	1					
MgO	2.20	55	Barylite	Oxydes de fer et titane			3,23
CaO	2.92	52		Ferro-magnésiens (1)			8,61
Na ₂ O	3.83	61		Apatite			0,67
K ₂ O	2.70	29					
TiO ₂	0.52	6	Total			98,38	
P ₂ O ₅	0.30	2					
PF	2.12						
Total	100.84		(1) Représentés dans les calculs virtuels comme hypersthène (7,08 %) et corindon (1,53 %).				

En 1931, Mme JEREMINE a placé le granite de Flamanville, d'après sa composition chimique, parmi les roches calco-alcalines, tandis que sa composition minéralogique lui a permis de préciser que cette roche représentait un passage entre un « granite akéritique » (1) et une « granodiorite » (2) se rapprochant plus de celle-ci.

Néanmoins quelques variétés pétrographiques de cette roche acide ont été distinguées. C'est ainsi que E. JEREMINE (1931) décrit, au fond de la mine de Diélette, un granite rose leucocrate qui coupe, en forme d'apophyses et de filons, les minerais dans tous les sens. Contenant parfois de la cordiérite, cette variété peut correspondre à une différenciation de bordure. Sa pauvreté en MgO et CaO, sa richesse en SiO₂ et K₂O (qui domine), ainsi que la valeur du rapport orthose/plagioclase supérieure à 0,9, ont conduit E. JEREMINE à classer cette roche parmi les « granites alcalins », par opposition à la variété dominante de granite monzonitique. De même, nous avons rencontré une variété très pauvre en quartz qui contient un peu plus d'orthose que de plagioclases (acides), aussi bien dans la trame que parmi les cristaux porphyroïdes. Les minéraux mélanocrates y sont représentés par de la biotite et accessoirement de la hornblende et du sphène. Il s'agit donc d'une roche calco-alcaline que l'on peut appeler *syénite monzonitique*.

LES PHENOMENES DES BORDURES.

Enclaves, granite schistoïde et roches filoniennes de segmentation, ces phénomènes donnent un aspect hétérogène aux zones périphériques du massif granitique de Flamanville.

En effet, plus que les variétés pétrographiques décrites auparavant, ce sont les enclaves qui soulignent l'hétérogénéité d'ensemble de ce massif. Ainsi, dès 1906, A. LECLÈRE décrivait trois variétés de granite périphérique en fonction de la nature des zones des roches stratifiées voisines (voir p. 32), partiellement incorporées au bord du massif, et des particularités chimiques saillantes du granite encaissant :

— Variété A :

Située en prolongement de la zone métamorphique « a » (voir tableau II), formée de cornéennes micacées schistoïdes, cette variété est caractérisée par le développement sporadique de grands cristaux porphyroïdes d'orthose, et renferme des enclaves « α » esquilleuses, schistoïdes et presque entièrement composées de micas noirs, *provenant incontestablement d'une roche sédimentaire*.

— Variété B :

Situé dans la grande carrière de Diélette, en prolongement de la zone métamorphique « b », composé de cornéennes homogènes, *ce granite est exceptionnellement ferreux*. Les nombreuses enclaves « β » qu'il encaisse sont souvent anguleuses mais non schistoïdes. Elles contiennent surtout des micas noirs et des feldspaths; leur teneur élevée en fer augmente, d'autant plus qu'elles sont moins métamorphisées (plus schistoïdes).

— Variété C :

Se substituant à la base de la zone métamorphique « c », suivant un contact très oblique à la stratification; c'est le granite schisteux de A. MICHEL-LÉVY (voir p. 38) où domine l'oligoclase. Les enclaves amphiboliques « γ », que renferme cette variété, diffèrent complètement des précédentes : elles ne sont plus anguleuses mais globuleuses, et, malgré le métamorphisme très avancé qui les atteint, leur structure cristalline ne se soude pas à celle du granite.

A part ces trois variétés périphériques, A. LECLÈRE a reconnu, loin du contact, où l'on ne rencontre aucune enclave ni aucun filon accessoire, le granite normal à structure uniforme qui ne manifeste nullement le phénomène de métamorphisme endomorphe ou de différenciation interne.

A. MICHEL-LÉVY (1894) avait déjà noté que plus le schiste voisin est basique, plus les plagioclases deviennent abondants, en bordure du granite, aux dépens de l'orthose. C'est à ce moment que le quartz commence à disparaître.

(1) Avec Na, plus que K et le rapport orthose/plagioclases (de 25 % d'anorthite au maximum) moins que 0,6.

(2) Avec Na, plus que K et le rapport orthose/plagioclases (de 25 % d'anorthite au minimum) moins que 0,6.

LES ENCLAVES.

Plus tard, en 1953, N. R. MARTIN a décrit, en détail, les enclaves, de la bordure du massif granitique de Diélette, en les classant en trois variétés suivant leur forme et leur disposition relatives à la structure interne du granite encaissant :

a) *Les xénolithes* : aiguës et allongées parallèlement à la structure planéaire (1) du granite, ces enclaves ne sont pas moulées par les minéraux lamellaires de celui-ci. Structuralement, MARTIN a reconnu cinq groupes de xénolithes :

— celles dans lesquelles la foliation ou la litation *originelle* est conservée : en *groupe 1* cet alignement est parallèle au grand diamètre de l'enclave tandis qu'en *groupe 2* il est oblique.

— celles dans lesquelles la foliation *originelle* a été détruite, soit par la recristallisation de la hornblende et de la biotite, en orientation avec une *nouvelle* structure parallèle à celle du granite (*groupe 3*), soit par le développement de porphyroblastes de feldspaths qui ne manifestent qu'une faible tendance à l'orientation nouvelle (*groupe 4*).

— les « ghost » (fantômes), formant le *groupe 5*, dans lesquelles les minéraux nouveaux ont la même orientation que leurs correspondants dans le granite.

En général, les groupes 1 et 2 se trouvent près du contact, tandis que les groupes 3, 4 et 5 sont reconnus plus à l'intérieur du massif; mais en certaines localités elles peuvent se trouver ensemble.

b) *Les autolithes* : dont la structure est en discordance avec la structure planaire du granite.

Deux types d'autolithes ont été reconnus par MARTIN :

— les « lebras » semi-radiées, à agrégats laminés de grandes plages de biotite dans une pâte finement grenue de quartz et de feldspaths.

— les « petits yeux » comportant des aiguilles radiées de hornblende.

Aux variétés basiques des xénolithes, à structure plus ou moins granulaire, MARTIN attribua une origine plus profonde en relation avec les phénomènes éruptifs. Ces enclaves auraient été exhaussées par le magma granitique lors de la montée et de la mise en place de celui-ci.

Par contre, MICHEL-LÉVY considéra les mêmes variétés d'enclaves comme provenant de certaines variétés de roches métamorphiques basiques du voisinage. Pour cela, il s'est basé sur un fait qu'il a observé, à savoir que plus les roches métamorphiques, situées près du granite, sont basiques, plus ces enclaves sont également basiques.

Quelle que soit l'origine du déplacement des enclaves, j'ai rencontré, à 150 mètres au sud du village de Diélette, une enclave déplacée quasi-jointive, d'environ 15 mètres de longueur, entourée par des apophyses de granite (fig. 3, pl. I). Celle-ci contre une stratification N 85°-N 265°, avec un pendage de 20° S, alors que les cornéennes intactes du voisinage ont une stratification dirigée N 40°-N 220° avec un pendage de 42° à 50° NW.

On est, manifestement, devant une enclave déplacée par rapport au reste des strates métamorphiques qui constituent le synclinorium de Diélette (voir p. 107).

c) *Les schlieren* sont bien localisés à quelques décimètres du contact. De grande taille, ces enclaves sont constituées de bandes parallèles formées alternativement de minéraux *felsiques* et de minéraux *mafiques*, qui correspondent essentiellement à ceux du granite (mais toutefois sans cristaux porphyroïdes de microcline). L'orientation des minéraux et la disposition du litage sont conformes à la structure planaire du granite.

En discutant sur l'origine des enclaves déplacées, citées dans le granite de Flamanville, PERRIN et ROUBAULT (1955) en sont venus à les considérer comme représentant un phénomène assez exceptionnel et ont reconnu deux cas possibles dans lesquels la « *granitisation* » dans le solide peut donner lieu aux « *enclaves à allure déplacée* ».

(1) C'est la structure du style de foliation, produit aussi bien à l'intérieur du granite que dans les roches directement environnantes, attribuée par MARTIN à la croissance graduelle du massif durant son injection.

1° Le déplacement aurait existé avant la granitisation ou lui serait contemporain. Pour exemples, ils ont cité les cas d'un conglomérat, d'une lave volcanique comportant des enclaves, et d'une zone plastiquement déformée pendant le cycle de granitisation, ou la granitisation d'une zone de broyage.

2° Il n'y a de déplacement qu'en apparence, dû :

— Soit à un changement *inégal* de la composition et des structures des enclaves lors de la granitisation;

— Soit une granitisation « *partielle* » d'une roche dans laquelle la direction de la schistosité varie à très peu de distance.

Selon ces auteurs, il est possible que des allures lit-par-lit (contournées ou non) se forment telles quelles, et soient dues au fait des tensions différentielles, très locales, lors de la granitisation.

Plus tard (1958), PERRIN attira l'attention aussi bien sur l'identité totale des feldspaths des enclaves et de ceux du granite que sur l'existence des « *cristaux à cheval* » sur la limite granite-enclave.

En outre, il révéla que, lorsque les enclaves présentent une schistosité, ce qui n'est pas général, celle-ci est rigoureusement parallèle à celle des cornéennes en place. Cette structure avait été considérée par MARTIN (1953) non comme une véritable schistosité, mais comme une nouvelle « *structure planaire* », généralement parallèle, dans les roches métamorphiques, dans le granite et dans la majorité des enclaves.

LE GRANITE SCHISTOÏDE DES BORDURES.

Sur le bord même du massif granitique, A. MICHEL-LÉVY recueillit des échantillons d'un granite hétérogène « *comme fluidal par places* ». En lames minces il est constitué, selon MICHEL-LÉVY, d'un premier réseau de grands cristaux limpides, d'orthose et d'oligoclase zoné, à bords irréguliers comme frangés qui laissent entre eux des interstices comblés par une trame microgrenue à éléments grossièrement xénomorphes de *seconde consolidation* : apatites colorées en violet en leur centre, mica noir, sphène, pyroxène vert pâle (en partie ouralitisé) et amphibole vert foncé. Ce lacis d'éléments ferro-magnésiens en partie charriés et brisés, est recimenté par du quartz et de l'orthose. Aucune trace de dynamométamorphisme ne peut être remarquée : les feldspaths sont intacts.

LES ROCHES FILONIENNES.

En 1906, A. LECLÈRE a distingué deux types de filons granitiques :

— *les filons de microgranite porphyrique* : injectés dans les fractures régulières ouvertes simultanément dans le granite et dans les roches stratifiées qui l'entourent.

Il s'agit, selon MICHEL-LÉVY, de phénomènes endomorphes : le lacis microgranitique est en partie dû à la « *digestion* » des schistes basiques voisins. Par contre, A. LECLÈRE (1906) attribua la formation de ce granite schistoïde de bordure appauvri en K, cristallisation qui ne se réaliserait qu'à la suite d'un apport supplémentaire de soude.

L'ouverture de ces fentes est considérée, par LECLÈRE, comme antérieure au développement de la texture cristalline définitive du granite.

Selon A. MICHEL-LÉVY, ces filons microgranitiques ressemblent « *par plus d'un côté* » aux cornes et aux schistes micacés et seraient, ainsi, que la pâte micro-granitique du granite schistoïde (voir p. 36), dus, en partie, à la « *digestion* » des schistes basiques voisins.

R. PERRIN et M. ROUBAULT (1938) ont approuvé MICHEL-LÉVY en affirmant qu'il n'y aurait pas de différence minéralogique entre les filons granitiques et les cornéennes encaissantes, mais seulement une différence de taille des grains, avec de véritables gradations microscopiques. Ils ont indiqué, en outre, que des minéraux métamorphiques, tels que la sillimanite et la cordiérite, se trouvent parfois (à l'anse de la Sciotot par exemple) à cheval sur le contact entre le filon et la roche encaissante. Enfin, ils ont conclu que des phénomènes complexes de superposition de cristallisation auraient contribué à la formation des *apparences filoniennes incomplètement formées*.

— *les filons aplitiques* sont souvent discontinus et soudés au granite par pénétration mutuelle des textures et des lamelles de micas.

Selon A. LECLÈRE (1906), ces filons apparaissent comme formés par l'exsudation de la roche granitique dans des fissures de retrait, accompagnée d'un enrichissement en mica (fer).

Ces roches filoniennes de segmentation forment quelquefois des lacis granitiques dans les roches métamorphiques voisines. C'est ainsi que A. MICHEL-LÉVY (1894) a décrit des échantillons, « mi-partie » en granite et « mi-partie » en schistes micacés ou cornes basiques, avec des contacts compliqués qui, selon ses propres paroles, paraissent quelquefois simples et tranchés, ce qui est plus une apparence qu'une réalité.

Deux variétés de schistes à Calymènes, traversées par des veinules cristallines au contact du granite, ont été reconnues par MICHEL-LÉVY :

— *par injection*: avec des filonnets feldspathiques, injectant la roche stratifiée, lit par lit.

— *par superposition*: avec de gros éléments de granite éclatant et englobant les éléments du schiste.

En 1931, E. JEREMINE cita le cas où les schistes micacés n'apparaissent, dans les mailles des filonnets et des apophyses qui les coupent, que sous la forme de grandes enclaves anguleuses ou de nombreux petits blocs, quelquefois transformés en roches à faciès gneissique, finement grenu : *leptynolites*.

R. PERRIN (1958) décrit le même phénomène, sous le nom « *d'éruptive breccias* », comme les reliques, très répandues, des roches métamorphiques dans le granite. Il indiqua, en outre, que les contours extérieurs de ces enclaves ne constituaient pas un indice de leur orientation (déplacement ou rotation) et que l'on pouvait observer des passages continus entre le lacis des filons granitiques dans les cornéennes et les « *éruptive breccias* » des cornéennes dans le granite.

LES MICROGRANITES VERMICULES DE CONTACT.

Décrits par A. MICHEL-LÉVY (1894) et E. JEREMINE (1931), ces granites vermiculés forment des lacis, plus ou moins enchevêtrés, dans les strates métamorphiques, sans se prolonger à l'intérieur du granite.

Selon A. MICHEL-LÉVY c'est l'abondance du mica noir, de l'amphibole, du pyroxène et du grenat, dans les roches métamorphiques, qui jalonne la limite entre ces roches et le microgranite vermiculé. Les éléments de ce dernier laissent voir, souvent, qu'ils ont disloqué ceux des roches voisines : ils englobent notamment quelques fragments du mica, du sphène, de l'amphibole ou du pyroxène de ces roches.

Le nom « microgranite vermiculé » vient du fait que l'orthose, renfermé dans ces roches, est, le plus souvent, vermiculé, vacuolé ou veinulé de quartz, donnant l'impression d'une consolidation dans un bain « *sursiliceux* ».

De ses analyses chimiques, A. LECLÈRE (1906) a déduit que ces roches vermiculées *ne représentent pas des injections magmatiques*, étant même antérieures à la constitution définitive du granite. Cependant, il ajoute que leur composition chimique ne dépend pas de la nature des roches encaissantes (contrairement aux interprétations de A. MICHEL-LÉVY), comme c'est le cas du granite adjacent; la cristallisation de l'orthose de ces microgranites se serait effectuée dans un bain siliceux, entièrement différent du milieu hyper-alumineux que constituent les roches métamorphiques voisines. Probablement, LECLÈRE envisageait-il une sorte d'exsudation microgranitique se mêlant aux éléments des roches stratifiées du voisinage.

LES APOPHYSES.

Selon N. R. MARTIN (1953), les apophyses granitiques du massif de Flamanville sont assez régulières étant limitées par les trois systèmes de diaclases : A, B-C et D (voir p. 47).

R. PERRIN (1958) considérait ce fait comme une preuve de leur formation par la transformation à l'état solide des roches métamorphiques voisines.

La structure planaire de ces apophyses est pratiquement parallèle à celle du massif principal (MARTIN, 1953).

LES DIFFÉRENCIATIONS EXTERNES.

Outre les différenciations internes, qui se manifestent par les variétés pétrographiques des bordures et les enclaves incluses, le massif granitique de Flamanville montre des phénomènes de différenciation externe traduits par le métamorphisme de contact ou thermique reconnu par tous les auteurs qui ont traité la géologie du secteur.

Ce métamorphisme fait l'objet d'une étude détaillée, exposée plus loin (p. 60).

A. LECLÈRE (1906) reconnaît d'autres effets, dus à l'intrusion du massif granitique, comprenant une liquation locale et une diffusion alcaline. Selon LECLÈRE, cette diffusion, au cours de laquelle la potasse — plus volatile — devançait la soude, aurait feldspathisé l'alumine en excès suivant deux processus :

— Les strates « supérieures » avec un métamorphisme primaire peu accentué, fixent intégralement les feldspaths, réalisant ainsi le métamorphisme par « superposition ».

— dans les strates profondes, qui subissent une action thermique intense, il y aurait eu une « dissolution partielle » des feldspaths dont le remaniement constitue le métamorphisme par « injection » qui transforme les strates supérieures et fournit le remplissage des filons microgranitiques.

Ces phénomènes de feldspathisation sont très localisés en bordure directe du massif, et n'ont pas une grande importance en comparaison des phénomènes métamorphiques *sensu stricto* (isochimiques).

CONCLUSIONS

Toutes ces connaissances, patiemment acquises sur le massif de Flamanville, tentèrent évidemment de nombreux auteurs qui s'efforcèrent de présenter des schémas cohérents de mise en place. Deux grands courants d'idées s'affrontèrent : pour certains (MICHEL-LÉVY, 1894, PERRIN et ROUBAULT, 1938, 1955; PERRIN, 1958) la mise en place du granite s'effectua par digestion sur place des roches métamorphiques encaissantes déjà transformées par recristallisation thermique; pour d'autres (LECLÈRE, 1906, MARTIN, 1953) le matériau granitique est issu de la profondeur et a digéré par assimilation progressive des blocs de roches encaissantes tombées dans le magma ou entraînées par lui pendant sa montée.

Les faits évoqués, en faveur de l'une ou de l'autre hypothèse, sont naturellement les mêmes, mais différemment interprétés : nature et disposition des enclaves (magmatic stoping des auteurs anglo-saxons), nature et géométrie des lacis filoniens de bordure (éruptive breccias), phénomènes de feldspathisation...

Il est extrêmement difficile de rapprocher les thèses en présence dans l'état actuel des connaissances et cela par manque d'information sur le déroulement des différents phénomènes élémentaires que comporte la granitisation. De toute évidence, une chronologie plus précise que celle découlant de la simple constatation que le granite recoupe, comme à l'emporte-pièce (LECORNU, 1892), les strates épimétamorphiques environnantes, apporterait des arguments complémentaires. Seule l'étude tectonique détaillée permet de s'avancer, avec une sécurité relative, au-delà des arguments paléontologiques déjà mentionnés sous la rubrique « stratigraphie », et cela par la découverte d'arguments géométriques nouveaux interprétés en raisonnant par analogie avec ce que l'on sait par ailleurs des phénomènes orogéniques hercyniens.

TECTONIQUE

Il s'agit ici de faire le point sur les deux types de tectonique reconnus dans le secteur de Diélette : la tectonique souple et la tectonique de fracture.

A. — TECTONIQUE DES ROCHES STRATOIDES.

1. La tectonique souple.

La tectonique souple traduite par le plissement, se manifeste dans la région de Diélette à deux échelles : régionale et locale.

A l'échelle régionale, c'est au terme du synclinal paléozoïque de Jobourg-Siouville que se manifeste la tectonique souple.

En 1942, A. BICOT décrivait, entre Cherbourg et Siouville, trois plis : le synclinal de Jobourg au Nord, suivi par l'anticlinal transversal de Baumont-Hague (marqué par une faille verticale), puis le synclinal de Siouville au Sud. Ce n'est qu'en 1961 que GRAINDOR a démontré que ces deux synclinaux forment une seule unité structurale autochtone. En effet, le synclinal de Jobourg-Siouville, peu serré et à grand rayon de courbure, se dirige de Cherbourg vers l'anse de Vauville (NE-SW) avec un décrochement de plusieurs kilomètres entre le pli de Jobourg et celui de Siouville.

L'examen de la carte géologique au 1/80.000^e (feuille des Pieux) laisse facilement voir la disposition triangulaire de ce pli (fig. 2) indiquant un relèvement axial vers l'Est : le pli plonge vers le SW. Dissymétrique, le synclinal de Jobourg-Siouville a le flanc septentrional plus redressé (et peu renversé) que celui du Sud (fig. 7).

Dans sa partie médiane, au Nord du granite de Flamanville, le synclinal de Jobourg-Siouville est affecté par de nombreux cisaillements obliques engendrent des imbrications et des chevauchements dont on constate la diminution d'intensité vers le Sud. Cependant, le pli conserve une certaine régularité apparente. Et s'il est peu décollé de son substratum anté-cambrien, il présente, pourtant, tous les caractères d'une unité « *autochtone* » (GRAINDOR, 1961).

Le secteur de Diélette ne constitue qu'une partie du flanc S-E de ce pli, flanc coupé à l'emporte-pièce par le massif granitique de Flamanville dont la disposition ne suit aucunement celle de l'axe du pli régional (LECORNU, 1892).

Ensuite, à l'échelle locale, on peut distinguer des structures souples de deuxième ordre : courbes sinueuses, images de plis de gaufrage de la structure synclinale majeure de Jobourg-Siouville (plis de Helleville et de Siouville). Ces plis secondaires sont assez locaux, oscillant autour d'un kilomètre de largeur. Généralement symétriques, ils sont dirigés ENE-WSW et plongent dans la même direction que le pli majeur : vers l'Ouest.

En résumant, et par analogie avec le reste de la Normandie, la tectonique souple se manifeste, dans le secteur de Diélette, par un premier plissement breton de type appalachien (revêtement) et un gaufrage ultérieur qui s'impose sur celui-ci.

M. J. GRAINDOR (1961) imagine le pli de Jobourg-Siouville, à la suite de l'orogénèse bretonne, comme un synclinal autochtone, dont les flancs ne seraient pas compliqués par les imbrications et les cisaillements qu'ils portent à l'état actuel, et qui montreraient une certaine dissymétrie; dissymétrie que nous ne pouvons pas définitivement attribuer aux mouvements bretons, car elle pourrait être liée à une phase préliminaire des mouvements sudètes.

Ces courbes sinueuses de deuxième ordre peuvent être, sans trop de risques, attribuées à la phase sudète des mouvements hercyniens. En effet, l'harmonie, entre la direction axiale des plis et la direction des accidents qui cisailent le synclinal breton (de Jobourg-Siouville), est un argument fort logique en faveur de cette interprétation.

L'attribution des failles dirigées ENE-WSW, qui coupent les plis bretons aussi bien en Normandie qu'en Bretagne, à la phase sudète de catagénèse a acquis l'accord des tectonologues armoricains (COGNE, 1959 et 1960; GRAINDOR, 1961; voir aussi p. 45).

En outre, il semble peu probable que le développement des plis soit l'issue de leur proximité avec le massif granitique de Flamanville : on rencontre ces plissements sur une quinzaine de kilomètres au Nord du contact septentrional du massif; le contraire est plutôt vraisemblable (voir p. 117).

A part ces traits régionaux et locaux, on peut citer les plissements, « *très locaux* » à l'échelle minière, faisant partie des traits structuraux, qui témoignent de la tectonique souple.

Au Nord-Ouest, à l'Ouest et au Sud-Ouest du massif cristallin, les formations dévoniennes sont redressées en *plis de troisième ordre* constituant ce que l'on peut appeler le *synclitorium de Diélette*. Ce pli complexe, peut être suivi de Mont-Saint-Gilles au Nord jusqu'à Sciotot au Sud, il représente le trait tectonique majeur du gisement ferrifère de Diélette (voir p.107).

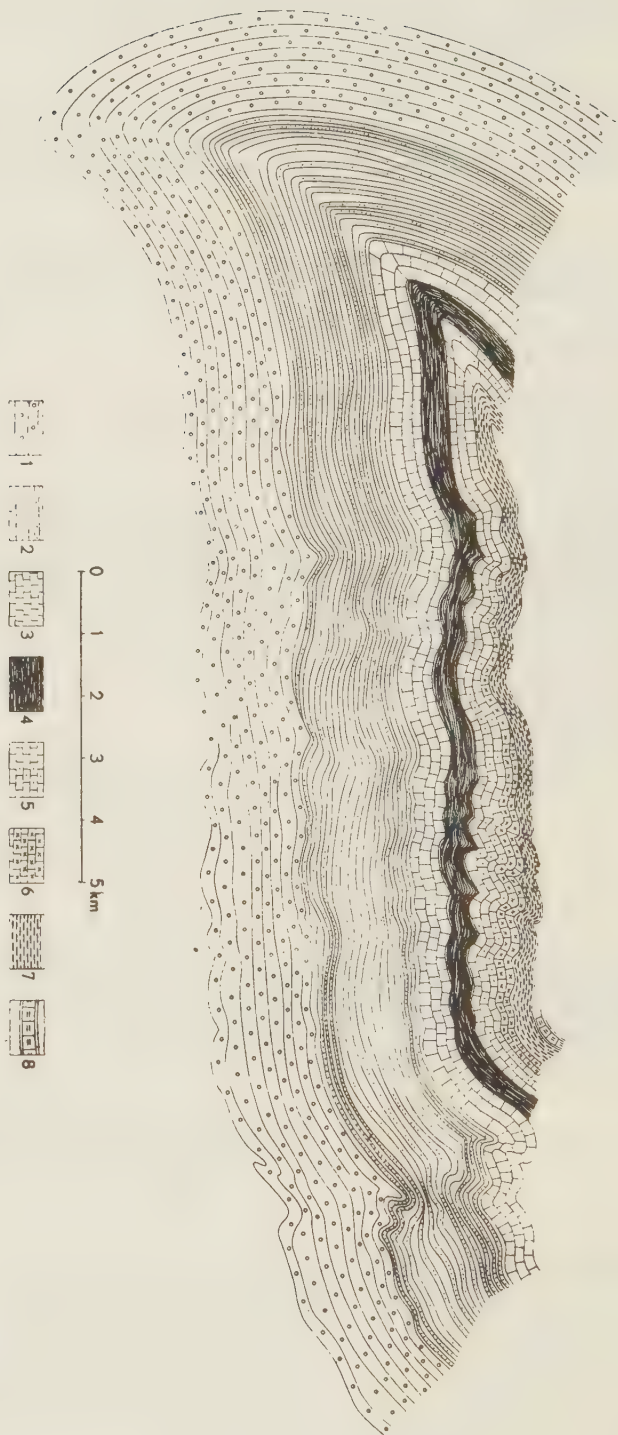


FIG. 7 — Coupe dans le synclinal de Jobourg-Stouville, suivant le méridien de Beaumont Hague, montrant la structure interprétée des assises avant la phase sudète (d'après GRAINDOR, 1961).

- 1 — Arkoses cambriens
- 2 — Schistes et grès cambriens
- 3 — Grès armoricain
- 4 — Schistes à Calymènes
- 5 — Ordovicien supérieur
- 6 — Grès culminant
- 7 — Schistes ampéliteux
- 8 — Dévonien.

Partiellement recouvert durant les basses marées, et complètement submergé durant les hautes, ce synclinorium se présente sous forme d'une dépression tectonique épousant le contact occidental du massif granitique de Flamanville. C'est ainsi que l'axe du pli varie en direction entre N 78° à Mont-Saint-Gilles, N 18° à l'anse de Bidale et N 300° à Sciottot.

Transversalement, cette fosse structurale est composée de plusieurs synclinaux (voir p.107), séparés par des relèvements anticlinaux. Longitudinalement, l'ensemble prend la forme d'une selle : *c'est un pli double plongeant*.

Entre Mont-Saint-Gilles et l'anse de Bidale, le plongement général est de l'ordre de 20 à 25° vers le SW, atteignant localement 55°. Au sud de l'anse de Bidale, la direction du plongement est renversée, en devenant vers le Nord et le NW, atteignant une amplitude qui varie localement entre 12 et 26°.

Toutefois, il serait intéressant d'insister sur le fait que c'est à l'anse de Bidale que s'effectue le double changement géométrique du pli : changement de la direction axiale (de NE-SW en N-S et NW-SE) et changement de la direction du plongement (de SW en N et NW). En effet, l'intérêt que présente ce fait se complète, en sachant que l'anse de Bidale représente le point culminant de la courbure du contact occidental du massif granitique. Autrement dit cette localité se situe en prolongement du plus long diamètre E-W du batholite (voir fig. 6).

La question s'impose : quel est le rapport entre ce massif granitique et le synclinorium de Diélette ?

Un bref rappel de la disposition structurale du pli nous conduirait, sans trop d'imagination, à caractériser cette relation génétique : le synclinorium de Diélette est un pli transversalement complexe et longitudinalement il épouse le contact du batholite, en forme de selle dont les plongements opposés se rencontrent au prolongement du plus grand diamètre du massif. On serait enclin à croire que la courbure et la complexité transversale du synclinorium sont dues à une force compressionnelle, dirigée vers l'Ouest et exercée par le massif granitique sur les roches dévoniennes stratifiées (devenant plastiques) constituant le pli. Quant au renversement de la direction du plongement, nous ne pouvons pas préciser, étant donné l'état actuel des connaissances, sa relation génétique avec le massif cristallin ce n'est qu'à la suite des études lithologiques et pétrographiques des roches dévoniennes (voir p.92) que l'on pourra dégager cette relation.

Le synclinorium de Diélette se présenterait donc, avant la mise en place du batholite granitique, comme un synclinal simple qui ferait partie des plissements de deuxième ordre rattachés à la phase sudète (voir p. 49). Par analogie avec les autres plis cogénétiques intacts (plis de Helleville et de Siouville), le synclinal de Diélette serait dirigé ENE-WSW avec un plongement WSW.

En effet, on ne peut attribuer l'origine de ce pli à la mise en place du massif granitique (comme l'a proposé MARTIN) pour deux raisons :

1. Le massif coupe, partiellement, le flanc oriental du synclinorium entre Diélette et Sciottot. Ce pli ne pourrait donc être le résultat de la force compressionnelle exercée par le massif, car dans un tel cas son bord serait intact.
2. Le synclinorium s'étend jusqu'à Mont-Saint-Gilles, au Nord du contact septentrional du massif, où la poussée vers l'Ouest ne suffirait pas à expliquer la naissance du pli.

Ainsi, une deuxième question s'impose : la mise en place du massif granitique a apporté des modifications structurales au pli sudète de Diélette, mais n'y a-t-il pas une relation inverse entre les plis sudètes et la mise en place du granite ? La réponse à cette question fera l'objet d'un paragraphe ultérieur (p.117).

Il est encore trop tôt pour discuter du mécanisme de la mise en place du massif granitique : il faut tout d'abord accumuler des arguments tectoniques à l'échelle locale, arguments présentés chapitre III p. 105.

Néanmoins, il conviendrait, dès maintenant, d'insister sur l'idée de COGNE (1960) concernant la mise en place des massifs granitiques circonscrits, syntectoniques par rapport à la phase sudète, en Bretagne méridionale. Cet auteur pense que ces massifs ont surgi, à partir de leur racine migmatique formée lors de la phase orogénique bretonne, à travers les nœuds tectoniques ou la phase sudète a imposé des inflexions horizontales en « S » sur les plis régionaux bretons.

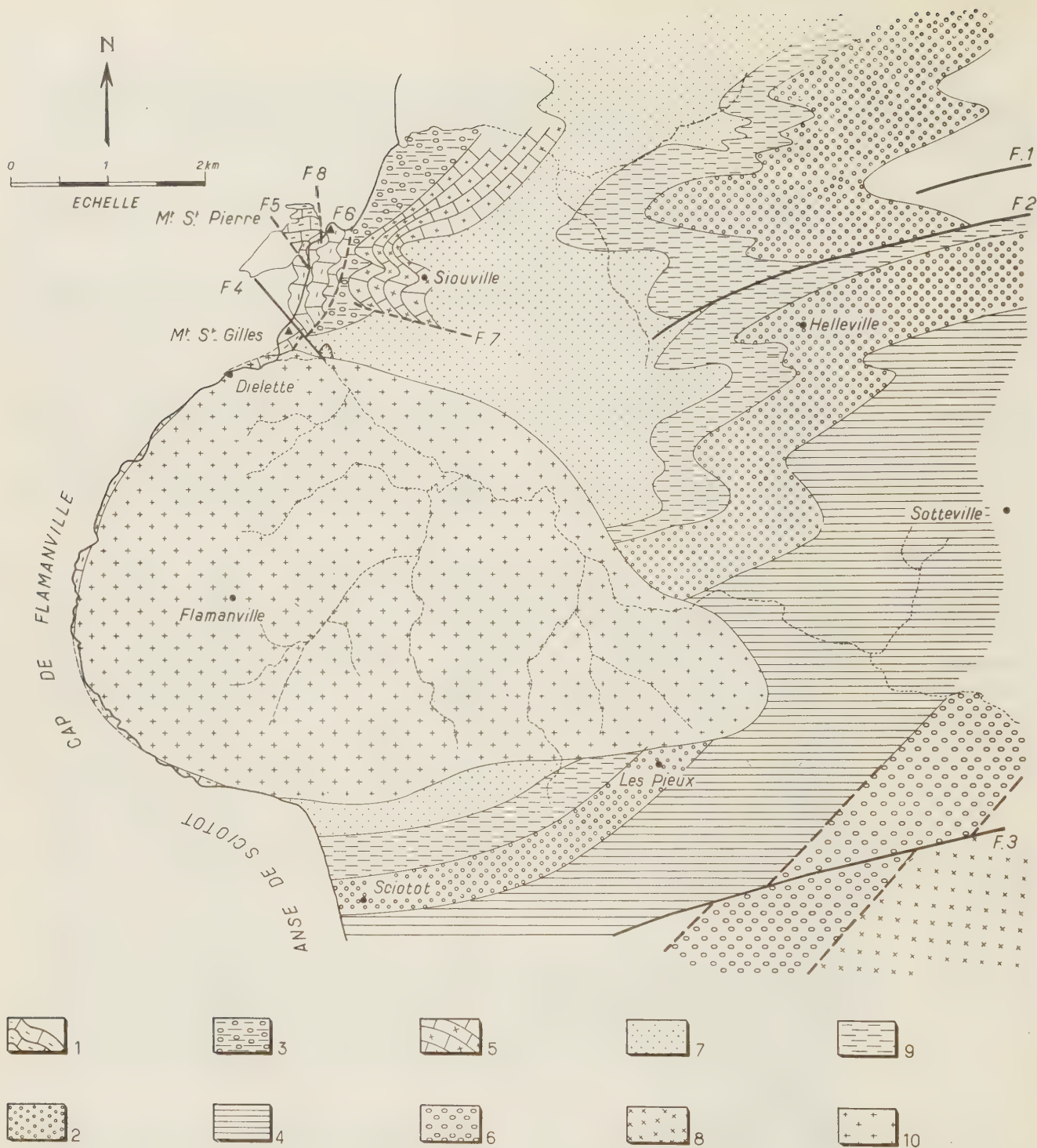


FIG. 8 — Carte géologique du secteur de Diélette, tracée à l'aide des coupes géologiques de GRAINDOR (1961), et de la carte géologique au 1/80 000^e (feuille Les Pieux).

- 1 — Dévonien
- 2 — Schistes ampélitiques
- 3 — Grès culminants
- 4 — Ordovicien supérieur
- 5 — Schistes à Calymènes (Ordovicien moyen)
- 6 — Grès armoricain (Ordovicien inférieur)
- 7 — Schistes et Grès cambriens
- 8 — Poudingues et arkoses cambriens
- 9 — Briovérien
- 10 — Granite de Flammanville.

Lorsqu'on pourra avancer des arguments montrant la comparabilité entre ces granites de Bretagne méridionale et le granite de Flamanville, le mécanisme de la mise en place de ce dernier sera discuté (voir p. 117).

2. La tectonique cassante (de fracture).

Dans la région de Diélette on reconnaît trois grandes failles régionales F_1 , F_2 , F_3 (fig. 8), qui coupent les strates cambro-siluriennes au NE et au SE du massif granitique. Directionnelles, par rapport aux axes des plis locaux sudètes, ces accidents sont des failles de glissement : elles se manifestent principalement par des déplacements horizontaux (ainsi que le montrent F_1 et F_2). Génétiquement, elles seraient dues aux forces compressionnelles de la phase sudète.

Le reste des accidents, que présente la région, est groupé au NW du massif granitique.

On compte cinq de ces failles :

1. La faille du Platé (F_4 , fig. 8).

Cet accident passe juste au Nord de la carrière de Mont-Saint-Gilles avec une direction N 140°. Vers le NW, la faille est couverte par du sable de plage et n'est donc pas facile à apercevoir. En 1906, MICHEL-LÉVY et BIGOT ont placé, au même endroit, une faille de direction voisine, se basant sur le fait qu'au NE on trouve des roches peu métamorphisées (de Mont-Saint-Pierre, qui suivent trop brusquement des roches fortement métamorphisées (de Mont-Saint-Gilles) pour qu'elles puissent être leur continuation normale. En effet, c'est un argument fort évident sur le terrain où l'on peut aisément suivre le plan de la faille en gardant à l'esprit ce phénomène. A plusieurs endroits j'ai pu prélever des échantillons très voisins (quelquefois à 10 mètres de distance), montrant des degrés de métamorphisme très différents.

En outre, on constate, dans les quelques roches qui affleurent au milieu du sable de la plage, un changement brusque dans la direction des couches et dans celle des axes de plissements, en passant d'un côté de l'accident à l'autre (voir fig. 38).

Le rejet de cette faille, du côté SW, est difficile à évaluer. En effet, juste au pied du Mont-Saint-Gilles, on peut suivre, au NE de l'accident, des schistes noirs intercalés avec des bandes et des lentilles gréseuses qui correspondraient au terme inférieur du Dévonien tandis que sur le côté SW, on rencontre des cornéennes dures, micacées à andalousite, qui seraient l'équivalent métamorphique du terme superposant (grès à *Orthis monnieri*).

2. La faille de Canihon (F_5 , fig. 8).

Il est très difficile d'apercevoir cette faille sur le terrain. Elle n'est connue que par des changements de direction des axes des plis, très locaux, qui se présentent aux deux côtés de l'accident.

3. La faille de la Pécherie (F_6 , fig. 8).

Face à Mont-Saint-Pierre, un petit accident, d'une direction N 60° et d'un pendage de 70° NE, est clairement visible. Le plan de cet accident est coloré en rouge par des oxydes et des hydroxydes de fer. Le rejet semble être sur le côté NE bien que la mer ne le laisse pas deviner aisément. MICHEL-LÉVY et BIGOT (1906) l'ont placé sur le côté opposé (SW).

4. La faille de Siouville (F_7 , fig. 8).

Vu la couverture du sol, je n'ai pu trouver cet accident tracé par GRAINDOR dans ces coupes verticales (1961), qui se manifesterait par un contact anormal entre l'Ordovicien supérieur et le Gothlandien inférieur.

5. La faille de la Petite Carrière.

Suivant la vallée, qui sépare la carrière principale de Mont-Saint-Gilles de la petite carrière plus à l'Est, je tiens à placer une faille dirigée NNE-SSW. En effet, on note deux sortes de discontinuité entre les deux côtés de cet accident :

— une discontinuité stratigraphique :

Sur le côté occidental de la faille affleurent des formations dévoniennes. Brusquement, et sans concordance, ces formations sont suivies sur le côté oriental de l'accident par les schistes et grès de l'Ordovicien supérieur.

— une discontinuité de métamorphisme :

Sur le côté Ouest de la faille affleurent des cornéennes pyroxéniques et grenatifères fortement métamorphisées, tandis que sur le côté Est de l'accident on trouve des schistes et des grès très faiblement métamorphisés (des schistes sériciteux et chloriteux et des cornéennes tachetées).

Le rejet de cette faille se placerait sur le versant occidental.

Génétiquement, tous ces accidents sont en relation directe avec les plissements très locaux qui se manifestent à l'Ouest et au NW du massif granitique, et, par conséquent, avec la mise en place du massif granitique. Ils sont donc postérieurs aux failles directionnelles sudètes (F_1 , F_2 et F_3 , fig. 8).



FIG. 9 — Carte tectonique du massif granitique de Flamanville (d'après M. R. MARTIN).

- 1 — Contact granite-cornéennes
- 2 — Orientation planaire des minéraux dans le granite
- 3 — Foliation et clivage de fracture dans les cornéennes
- 4 — Plans des diaclases
- 5 — Pendage et plongement des couches
- 6 — Failles.

B. — LA TECTONIQUE DU MASSIF GRANITIQUE.

Les Diaclases.

Les diaclases, qui sillonnent à la fois le massif granitique de Flamanville et les roches métamorphiques le bordant, furent l'objet d'une étude détaillée de la part de N. R. MARTIN (1953), (voir fig. 9).

En suivant le système analytique de H. CLOOS et R. BALK, MARTIN classa ces macro-structures en cinq catégories :

a) *Le Set A* : Ces diaclases sont parallèles à la structure planaire du granite et des roches métamorphiques, situées à sa bordure, (voir p.37) ou aux plans de stratification de celles relativement éloignées. Leurs plans indiquent qu'il y a eu un déplacement différentiel.

Selon MARTIN, ces diaclases pourraient avoir pour origine l'expansion du massif et la formation des couches concentriques de la structure planaire.

b) *Le système B-C* : Les diaclases, qui appartiennent à ce système, sont perpendiculaires à la structure planaire ou aux plans de stratification. Les deux sets B et C se distinguent par leur degré de pendages : celui du set B varie entre 15° et 90°, celui du set C est limité entre 40° et 90°. Dans la roche granitique ces diaclases, parfois ouvertes, ne donnent pas l'impression d'un déplacement le long de leurs plans; au contraire, dans la zone métamorphique, elles la donnent nettement.

Génétiquement, ces diaclases ont été attribuées à des forces de tension accompagnant l'agrandissement du massif. Elles seraient chronologiquement les premières à se former.

c) *Le set D* : Il groupe les diaclases obliques par rapport à la structure planaire; obliquité qui atteint 45° le pendage étant très variable. Celles-ci ne sont jamais ouvertes et n'indiquent pas de déplacement malgré le broyage qui les accompagne dans le granite.

Ces diaclases de cisaillement (« shear ») se seraient formées, selon MARTIN, au moment de la solidification du granite.

d) *Le set E* : Peu nombreuses, et notamment limitées au contact du massif «marginal joints», ces diaclases sont sub-parallèles à la structure planaire ayant un pendage variable, d'un côté ou de l'autre. Quelquefois elles sont presque horizontales. Elles ne montrent aucune preuve en faveur du déplacement.

e) *Le système F* : Situées dans la zone éloignée des roches métamorphiques, ces diaclases, disposées en parallélisme avec les plans de stratification, paraissent indépendantes du massif et de son contact.

MARTIN a indiqué que lorsque la structure planaire du granite est parallèle à la foliation des roches métamorphiques, et en même temps au contact granitique, les diaclases traversent ce contact sans changement de direction ni de pendage.

Dans le granite, ces diaclases sont quelquefois remplies par de la hornblende radiée ou encore par de la chlorite.

En figure 10, sont représentés les diagrammes stéréographiques des diaclases dans le granite et les roches métamorphiques des bordures (roches foliées et roches stratifiées). On s'aperçoit que dans le granite, la majorité des diaclases est disposée soit en parallélisme avec le plan de flux-structure planaire soit perpendiculairement par rapport à ce plan. Par contre, dans la zone des roches métamorphiques, la majorité des diaclases est arrangée perpendiculairement aux plans de stratification originelle aux plans de foliation adoptée.

La distribution de l'ensemble des diaclases par rapport au massif granitique, est représenté fig. 9. Là on voit clairement que le contact occidental du massif est criblé de diaclases, tandis que les contacts septentrional, oriental, et méridional en sont presque privés.

On serait donc enclin à croire que le contact occidental du massif granitique subissait des effets mécaniques très intenses en comparaison du reste du batholite.

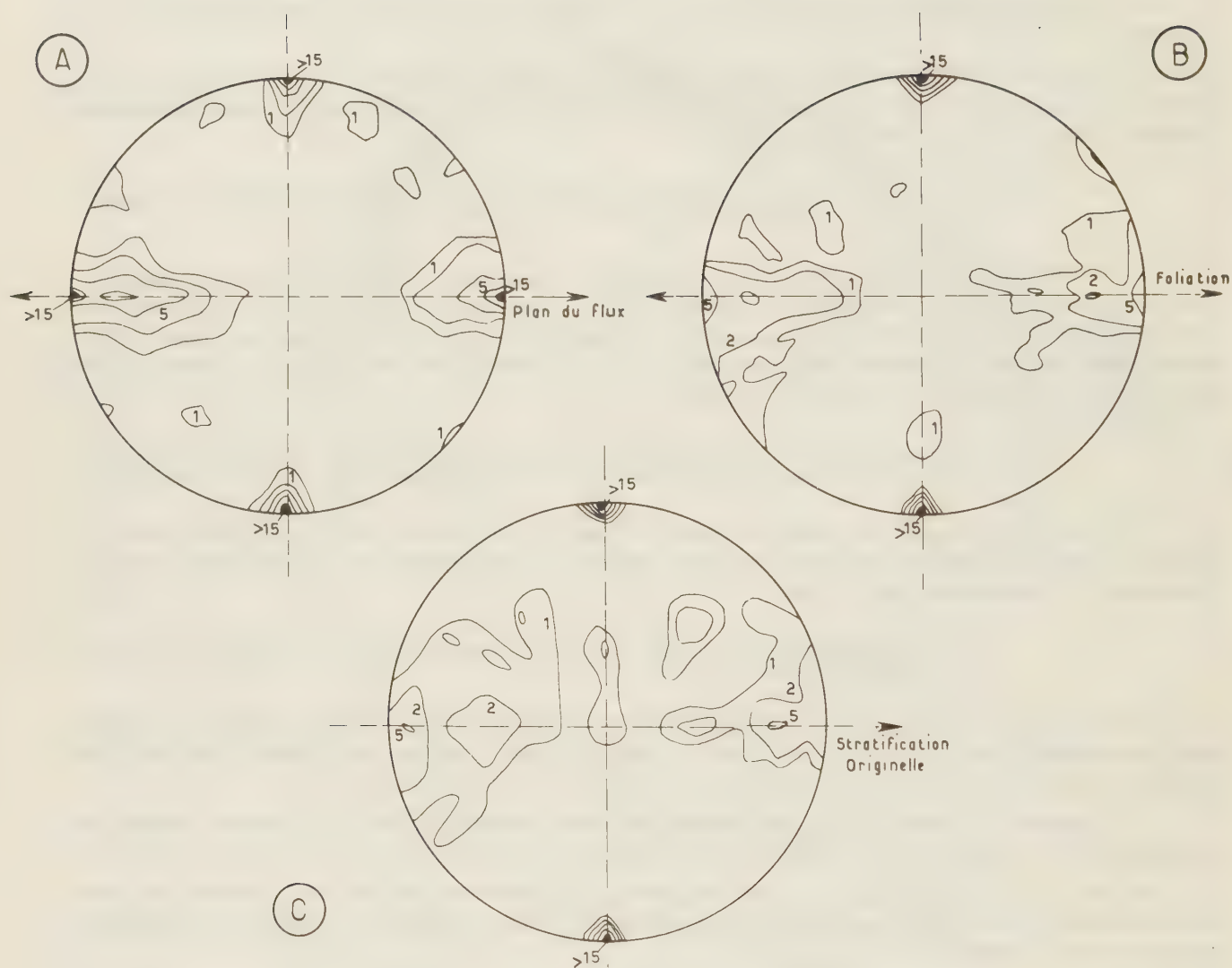


FIG. 10 — Diagrammes stéréographiques des orientations préférables des Diaclases
(d'après N. R. MARTIN, 1953).

A — Zone du granite (425 mesures)

B — Zone foliée des roches métamorphiques (200 mesures)

C — Zone stratifiée des roches métamorphiques (200 mesures).

HISTOIRE TECTONIQUE DES FORMATIONS PALEOZOIQUES.

Après l'exposé des traits structuraux majeurs de la région de Diélette, on peut résumer l'histoire tectonique des formations paléozoïques, tout en rattachant les structures appartenant à chacune des trois échelles définies : régionale, locale et minière, à l'un des trois événements tectoniques qui se manifestent dans la région.

C'est ainsi que, dès la fin du Dévonien, les formations paléozoïques ont été redressées, suivant des axes dirigés NE-SW, en plis régionaux peu serrés et à grand rayon de courbure par les mouvements orogéniques bretons. La région de Diélette fait partie du flanc SE, du synclinal breton de Jobourg-Siouville. Ensuite, ce sont les mouvements catagéniques sudètes, datant du Pré-Namurien, qui ont entraîné le chevauchement et la déformation, en courbes sinueuses (plis locaux de deuxième ordre dirigés ENE-WSW), du pli breton régional ainsi que son cisaillement par des failles plus ou moins locales. Le synclinal de Diélette ferait partie de ces plis locaux. Ce n'est qu'à la suite de la mise en place du massif granitique de Flamanville que le synclinal sudète de Diélette a subi des déformations plastiques, d'ordre très local (échelle minière), aboutissant à l'édification du synclinorium courbé et double plongeant.

CONCLUSIONS :

Il est possible désormais de rattacher logiquement, à l'échelle régionale, la géologie du massif de Flamanville et de sa périphérie à l'histoire orogénique du massif armoricain. Certes de nombreuses précisions concernant tant la stratigraphie que la tectonique manquent encore. Mais ne convient-il pas de les recherches à une échelle plus réduite en gardant présents à l'esprit les traits si particuliers de ce secteur ?

Car enfin les minéralisations ferrifères stratoïdes du Dévonien inférieur ne sont connues qu'à Diélette : encore sont-elles encaissées dans une série métamorphique dont le développement extensif, sur la bordure ouest du massif granitique de Flamanville, ne manque pas de surprendre l'observateur. Ne peut-on rapprocher ce phénomène pétrographique de la singulière déformation tectonique des séries minéralisées alors qu'à l'Est du batholite les assises épimétamorphiques plissées sont interrompues, à l'emporte-pièce, par la roche éruptive ? Telles sont les questions qui se posent en abordant l'étude géologique et minière des minéralisations de Diélette.

DEUXIEME PARTIE

LE GISEMENT FERRIFERE

DE DIELETTE

CHAPITRE I

LA MINE DE DIELETTE

La mine de Diélette fut citée dans les traités classiques (GIGNOUX, 1926; BERTRAND, 1946) comme présentant la particularité d'une exploitation sous-marine. Curiosité didactique, ici cette singulière exploitation soulève en pratique de très sérieuses difficultés, ce qui explique la marginalité économique de ce gisement, connu depuis fort longtemps, mais exploité de manière très intermittente depuis 1854.

HISTORIQUE

Entre 1854 et 1859, plusieurs essais d'exploiter les quelques affleurements du minerai entrepris par les usines d'Anzin et Denain de la Cie Montataire, ont échoué, vu le manque de connaissance du gisement. C'est ainsi qu'entre août 1854 et mai 1857, l'extraction fut seulement de 500 tonnes, enlevées par la Cie Montataire.

Le 19 mars 1859, le droit, exclusif, d'entreprendre des recherches fut accordé au Sieur BERARD. En juillet 1860, celui-ci ouvrit un puits en pleine mer, au point où paraissaient converger deux lignes d'affleurements (au Sud de la grande jetée de Diélette). Sur ce puits une fermeture mobile fut établie afin d'arrêter les eaux des hautes marées. Le fonçage du puits, poursuivi jusqu'en octobre 1862, atteignait alors 16,50 m de profondeur. La venue de l'eau s'étant élevée à près de 14 m³, dans l'intervalle de deux marées, le Sieur BERARD se trouva dans l'obligation de suspendre les travaux qui auraient pu fournir de 150 à 160 tonnes de minerai.

Le 8 février 1865, BERARD obtint la concession des Mines de Diélette. En septembre 1866, le droit exclusif d'extraire le minerai superficiel lui fut accordé. Mais des difficultés, résultant de la situation du terrain par rapport à la mer, retardèrent encore le commencement des travaux.

Ce n'est que le 22 août 1878 que la Société Anonyme des Mines de Diélette se substitua au Sieur BERARD et continua les travaux de recherches et d'extraction, abandonnés par ce dernier.

Auparavant, en avril 1877, cette société avait fait creuser un puits près de la grande jetée de Diélette. Elle en avait arrêté les travaux en juillet, après avoir atteint, à travers le granite, une profondeur de 10 mètres. C'est alors qu'elle décida, étant concessionnaire de la mine, d'installer sur la falaise, au lieu dit « Guerfa », un deuxième puits dont le forage atteignit une profondeur de 50 mètres. A partir de là, on creusa, vers la mer, une galerie perpendiculaire à la direction générale des couches de minerai. Cette galerie a été poursuivie à 185 m, et rencontre successivement les couches n° 1, et 2, reconnues à l'affleurement (voir p. 56). Ce puits, considéré comme simple travail de reconnaissance, a permis de constater la sécurité de la mine à une faible profondeur sous la mer, il était dans une situation très défavorable pour une exploitation régulière: en effet, placé au débouché de la vallée de Guerfa, il reçoit une grande partie des eaux du sous-sol. Il fut abandonné le 13 février 1880.

La société se décida alors à créer un centre d'extraction installé sur le petit cap granitique de la Cabotière. Le nouveau puits (puits 3, utilisé aujourd'hui pour la circulation du personnel) de 4,10 m de diamètre atteint, à travers le granite, la profondeur de 93,75 m. A 5,40 m au-dessus du fond, on a percé une galerie de 2,14 m de hauteur et 2,10 m de largeur *à travers-bancs*. Elle traverse du granite puis rentre dans le terrain plissé intercalé par les couches de minerai.

On était donc en présence d'un très beau gisement, et il paraît étonnant que la Société Anonyme des Mines de Diélette ait abandonné les travaux. Toujours est-il que cette Société arriva à l'épuisement de ses ressources, en même temps que baissait le prix de vente du minerai et elle fut forcée, le 29 janvier 1884, de se mettre en liquidation.

Une nouvelle Société, nommée Société Anonyme des Mines de Fer de la Manche racheta les établissements de la Société précédente et se substitua à celle-ci dans tous ses droits. Une nouvelle concession, du 31 janvier 1883, modifia les limites des concessions antérieures.

Cette concession, dont la superficie mesure 325 hectares, a pour limites les côtés d'un rectangle dont deux sommets sont l'un près de la grande jetée, l'autre sur les rochers de Corbes, et les deux autres en pleine mer.

Cette société ne fut pas plus heureuse que la précédente. En effet, les travaux étaient particulièrement difficiles, l'exploitation sous-marine s'imposant, de plus l'épuisement de l'eau entraînait de fortes dépenses. Enfin, le transport du minerai et l'arrivée du combustible étaient malaisés, le port de Diélette étant d'accès difficile pour les bateaux.

Les travaux s'arrêtèrent complètement en 1892, puis furent repris en 1900 par une Société anglaise, qui ne fut, elle non plus, pas plus heureuse que ses devancières. C'est alors que l'affaire passa entre les mains du groupe Thyssen. En 1907, se constituait la Société des Mines et Carrières de Flamanville, comptant au nombre de ses administrateurs, M. Fritz THYSSEN, frère du maître de Forges allemand.

Cette entreprise allemande procéda à de nombreuses installations, toujours existantes de nos jours, en particulier le puits d'extraction dont la tour en béton était une très belle réalisation technique pour l'époque elle reste parfaitement adaptée aux besoins actuels.

Le 25 juillet 1914, un premier et dernier chargement de 2.600 tonnes fut fait. Quelques jours après, la guerre éclatait et les biens de la Société des Mines et Carrières de Flamanville étaient mis sous séquestre.

Ce n'est qu'en 1924 que l'Administrateur du séquestre mit le domaine de la Société en adjudication. Après différentes mises à prix, la Mine et le matériel furent adjugés pour 6 millions au célèbre aviateur COLI, mais celui-ci ne put s'acquitter et fut déclaré défaillant.

Remise en adjudication plusieurs fois, la mine fut enfin cédée en 1926 à l'Ingénieur parisien DELAPORTE. Mais lorsque celui-ci voulut constituer la Société anonyme « Mines de Diélette », la prédominance de capitaux anglais amena une opposition de la part des autorités françaises, celles-ci craignaient que l'affaire n'entraînât des difficultés politiques.

Toutefois, la nouvelle Société fut autorisée à exploiter la Mine, mais les frais de remise en état, en particulier du dénoyage, épuisèrent rapidement ses ressources. Fin 1927, 15 millions étaient déjà dépensés pour un capital initial de 10 millions.

En 1928, il y eut cession d'actions à la Société anglaise « Huelva Copper », qui avait des disponibilités, puis augmentation de capital. Grâce à cet apport, les travaux purent être poursuivis. Les « Mines de Diélette » entreprirent alors l'installation d'un poste de chargement en pleine mer alimenté par un transporteur aérien double. Par suite de difficultés de mise en place le premier navire ne peut être chargé que le 28 mars 1930. Au cours de cette année, 18 bateaux transportèrent 54.000 tonnes. L'année suivante 55.000 tonnes furent chargées jusqu'au 9 juillet, date de la dernière expédition. Puis les travaux furent totalement arrêtés en raison de la crise mondiale de septembre 1931.

A bout de ressources, les travaux d'exhaure furent également arrêtés et la mine noyée.

Fin 1933, la Société Mokta-el-Hahid prit une option pour le rachat de la majorité des titres « Mines de Diélette » à la Huelva Copper. La reconnaissance du gisement par Mokta-el-Hahid, après dénoyage de la Mine fut favorable, quant à la qualité du minerai et des réserves, mais la conjoncture économique ne permit pas à l'optionnaire d'entreprendre les grands travaux, jugés par lui nécessaires, pour l'évacuation du minerai par Cherbourg. La Mine fut donc à nouveau noyée au début de 1934.

Elle ne fut remise en état qu'en janvier 1937. L'exploitation reprisa en février de la même année fut poursuivie jusqu'à la guerre. Les installations ainsi que la mine furent alors partiellement sinistrées.

En 1948, intervint la Société des Mines et Produits Chimiques, qui exploitait déjà, en Normandie, les Mines de May et Saint-André. Celle-ci n'avait cessé depuis 1895 de s'intéresser à la Mine de Diélette. En 1926, elle s'était — sans succès — portée adjudicataire et en 1933-34, elle avait cherché à conclure avec la Société « Mines de Diélette » l'accord qui fut finalement fait par Mokta-el-Hahid.

Enfin en 1948, elle passa une convention aux termes de laquelle elle prit, en qualité de gérante, la direction générale de l'exploitation technique, financière et commerciale de la Mine de Diélette.

En vertu de cette convention, conclue pour 20 années, la S.M.P.C. assura le dénoyage de la Mine, la remise en état des installations sinistrées et la reprise de l'exploitation, en effectuant les avances de fonds nécessaires.

L'exploitation, reprise le 2 avril 1951, après de longues et délicates opérations de dénoyage, se poursuivait normalement. Les expéditions se sont élevées à 40.000 tonnes en 1951 et à 120.000 tonnes en 1952. Cette moyenne de production annuelle fut gardée jusqu'en juillet 1962, date de fermeture de la mine, fermeture dont les motifs économiques n'ont pas été divulgués.

Après cet exposé historique faisant ressortir les difficultés qu'ont toujours éprouvées les exploitants de la Mine de Diélette, faisons le point de la situation actuelle d'exploitation.

Exploitation :

Ainsi que l'on peut s'en rendre compte, sur une coupe schématique (fig. 11), le gisement de Diélette est constitué par une série de couches ferrifères dont la teneur est comprise entre 38 % et 62 % Fe avec une moyenne de 49 %. Encaissées, dans les séries métamorphiques de la bordure Ouest du massif granitique de Flamanville, ces couches minéralisées suivent de manière fidèle et concordante toutes les déformations plissées. Ainsi, traversant la structure synclinale, en partant du granite, au travers-banc 150, on peut reconnaître, avec les exploitants, 8 passages métallifères dénommés respectivement première, deuxième..., septième et nouvelle couche bien que, très vraisemblablement, une même couche revienne plusieurs fois dans la galerie.

Le problème de la reconnaissance des couches s'avère l'un des plus importants de Diélette (voir p. 58).

Cet aperçu géométrique suffit pour saisir le principe d'exploitation. Le centre d'extraction est situé en bordure de mer à 1 km au Sud de l'agglomération de Diélette.

L'exploitation minière est organisée sur deux travers-bancs principaux orientés SE-NW : le premier à la cote 70 (1) (niveau 90 par rapport à la recette d'extraction), l'autre à la cote 130 (niveau 150). Branchées sur ces ouvrages, de nombreuses galeries en direction suivent les couches minéralisées : tracées en reconnaissance du gisement elles déterminent aussi l'implantation des chantiers d'abattage (entre les deux niveaux principaux) et servent, au niveau 150, à acheminer les minerais abattus vers le puits d'extraction (n° 4) ; le personnel emprunte le puits n° 3.

En fait la principale difficulté technique de l'exploitation de Diélette est celle de l'exhaure des eaux marines, estimée actuellement à 11 m³ par minute, qui s'infiltrent dans les travaux miniers à la faveur d'innombrables accidents tectoniques (failles, cassures, diaclases). Il n'est pas possible d'augmenter indéfiniment le débit de la station de pompage dont les frais d'installation et de fonctionnement deviendraient prohibitifs en égard du tonnage quotidien actuel. Cet état de chose conduit à limiter l'exploitation aux seuls quartiers peu aquifères (2). Autre conséquence de ces infiltrations marines : il n'est pas possible d'électrifier le fond. Ceci influe *in fine* sur le débit de l'extraction stabilisé depuis 1952 à quelques 120.000 tonnes par an.

Géologie minière :

Le Géologue minier dispose d'une part des informations que lui procurent des affleurements que découvre la mer à marée basse, d'autre part des renseignements tirés de l'examen des fronts de traçage.

En dehors des travers-bancs, les exploitants limitent au maximum les traçages au stérile, ce qui fait que l'étude au fond s'avère assez décevante en ce qui concerne l'analyse des formations encaissant les couches métallifères. Par contre, et en raison même de la localisation des traçages, elle permet une analyse serrée de la répartition des tonnages et de la distribution des teneurs.

Au jour : Trois couches ferrifères affleurent à marée basse, parallèlement au rivage, entre la grande jetée de Diélette au Nord et les rochers de Corbes au Sud.

— *La première couche* : On peut l'examiner à quatre endroits :

a) A la grande jetée de Diélette : le premier puits creusé pour la prospection des minerais (puits du Sieur BERARD), est situé à une vingtaine de mètres au Sud de la jetée, sur l'affleurement de cette couche. On voit à cet endroit deux branches de la couche qui correspondent aux deux flancs d'un synclinal qui se forme vers le NE, en dessinant une courbe périsynclinale concave vers le SW, et qu'on peut appeler « *le synclinal de la jetée* ». Le flanc SE de ce pli, ayant une direction générale N 60° et un pendage de 78° vers le NW, est coupé par une faille directionnelle (N 76°) dont le rejet sur le côté NW se manifeste par un déplacement horizontal d'environ 10 mètres (voir fig. 13). Au SE de cet accident, on perd la trace de la couche du minerai sous une couverture de sable et de galets. Par analogie, les affleurements font défaut au Nord de la jetée. A cet endroit la couche mesure environ 4 mètres d'épaisseur et s'intercale au milieu des cornéennes micacées, pyroxéniques et grenatifères.

Le deuxième flanc du synclinal de la jetée affleure plus au NW avec une direction N 86° et un pendage de 70° vers le SE. La couche minéralisée, coupée par un filon microgranitique de direction N 110°, mesure 7 m d'épaisseur. La mer recouvre le prolongement de ce flanc vers l'Ouest.

b) A 600 mètres au SW de la jetée, on voit sur 8 m de long un affleurement de la première couche sub-verticale dirigée N 55°.

c) A la « Rocque », à 400 mètres au Nord de la ligne aérienne de transport de la mine, la même couche affleure sur 10 mètres de longueur, avec une direction N 35° et un pendage de 80° vers le NW. Elle est coupée ici en biseau par le massif granitique.

(1) Deux autres travers-bancs permettent, à cet étage, d'assurer la marche de l'exploitation (fig. 12).

(2) Plusieurs essais de colmatage, par cimentation des fractures les plus aquifères, se soldèrent par des échecs en raison de l'agressivité d'infiltration de l'eau de mer, de sa pression et du mode de fissuration des massifs métallifères.

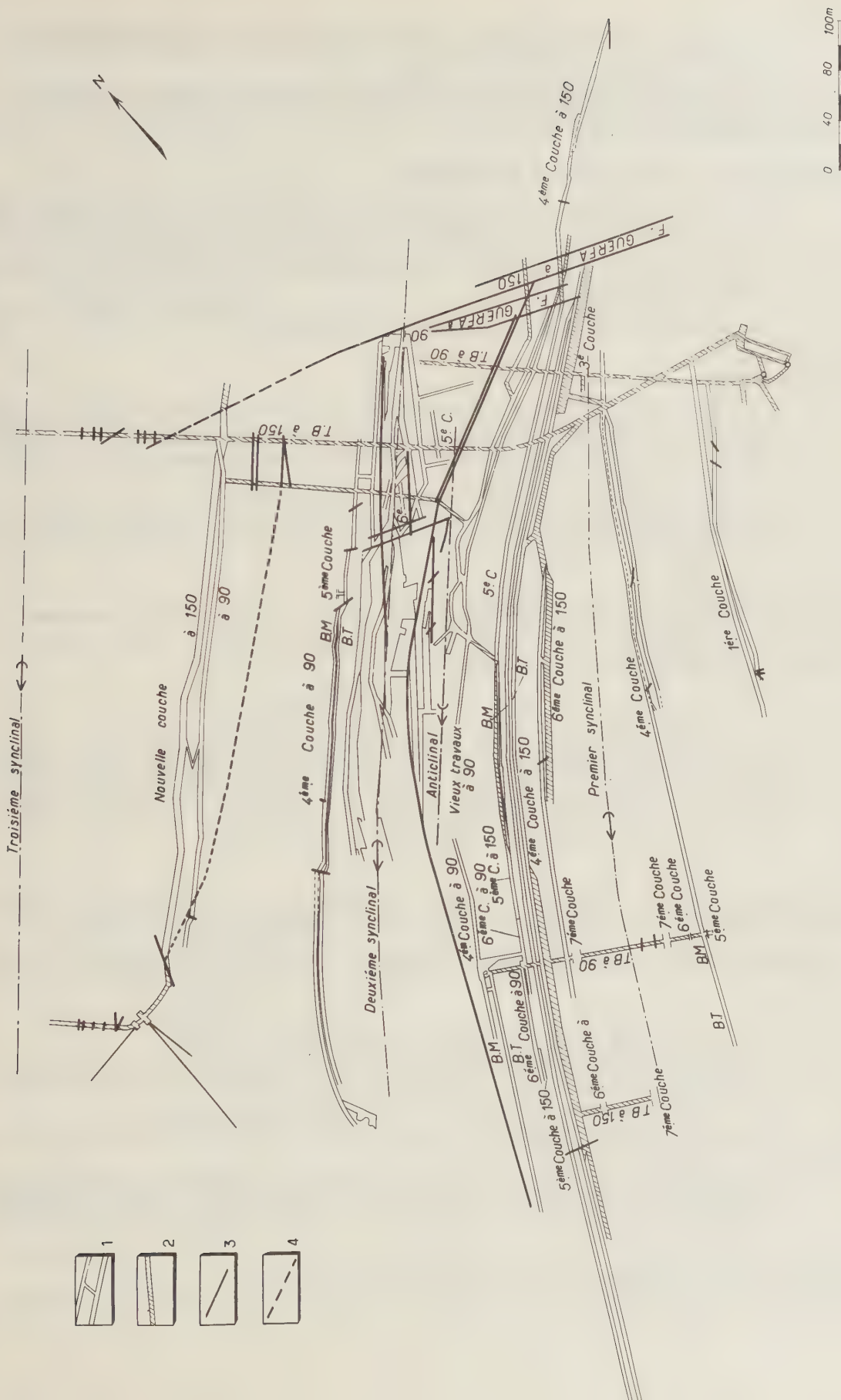


FIG. 12 — Plan des travaux miniers (des deux niveaux 90 et 150) de la mine de Diélette.

- 1 — Minéral
- 2 — Stérile
- 3 — Faille
- 4 — Faille supposée.

d) Au pied du premier pilier de la ligne aérienne de la mine, la première couche, avec une direction N 40° et un pendage de 85° vers le NW, est en contact direct avec le granite qui la coupe sur environ 1,5 m dans son épaisseur.

Selon les documents de la mine de Diélette, la couche de minerai qui affleure à la grande jetée ne correspondrait pas à la première, mais à la deuxième couche, ce qui ne concorde pas avec mes observations.

— *La deuxième couche* : Elle est visible à deux endroits:

a) « A la Rocque », la couche est plissotée en forme de quatre plis très locaux, deux synclinaux et deux anticlinaux. Le flanc SE du premier synclinal est couvert de dépôts marins. Vers le NW un petit anticlinal suit; son flanc NW a un pendage de 84° vers le Nord. La fermeture du synclinal suivant est encore couverte mais son flanc NW affleure avec un pendage de 70° vers le SE. Celui-ci est suivi vers le NW par un anticlinal dont l'axe est dirigé N 50° en plongeant 30° vers le SW.

b) Entre le premier et le deuxième pilier de la ligne aérienne de la mine, la deuxième couche a une direction N 56° et un pendage de 70° vers le NW.

— *La troisième couche* :

Elle n'est connue au jour qu'à un seul endroit: au pied du deuxième pilier de la ligne aérienne de la mine, où elle se dirige N 55° avec un pendage de 60° vers le NW. Les affleurements des trois couches de minerais à cet endroit correspondent au flanc SE d'un synclinal, dont l'axe passe près du deuxième pilier, et dont le flanc NW est seulement à moitié découvert aux basses marées.

N. B. — Bien que les mesures notées ici correspondent aux moyennes des doubles mesures: leurs directions et leurs inverses, effectués à l'aide d'une boussole magnétique, leur précision ne peut pas être garantie, vu la présence des minerais magnétiques dans le voisinage immédiat.

Ces trois affleurements correspondent respectivement aux premier, quatrième, cinquième et sixième passages du niveau 150, au fond. Les renseignements miniers ainsi obtenus impliquent une continuité certaine entre les couches reconnues ou exploitées au fond et à la surface.

Toutefois l'exploitation des massifs compris entre le fond de la mer et le niveau 90 étant impossible, en raison des venues d'eau, ces renseignements ne présentent que peu d'intérêt minier. Leur incidence géologique est beaucoup plus grande, car au jour il est particulièrement facile d'étudier les séries stériles intercalées entre les couches. Il sera donc possible d'interpoler entre la surface, le niveau 90 et le niveau 150 dans le plan vertical privilégié des travers-bancs (N 325°). Par ailleurs, la connaissance des structures au jour permettra d'extrapoler au fond, perpendiculairement au plan précédent (p. 56).

Au fond : Le relevé détaillé des coupes des travers-bancs 90 et 150 permet d'interpoler entre ces deux niveaux et, précisant la structure tectonique, de restituer l'ordre stratigraphique des couches ferrières.

Ainsi on reconnaît au fond de la mine les couches minéralisées suivantes, stratigraphiquement de bas en haut :

1. *La première couche* qui correspond à celle reconnue au jour.
2. *La deuxième couche* qui représente un ensemble de deux horizons minéralisés (la cinquième et la quatrième couches) (1) séparés par un intercalaire de stérile peu minéralisé. La deuxième couche correspond à celle reconnue au jour.
3. *La sixième couche* qui correspond à la troisième couche du jour.
4. *La septième couche*, dont on ne reconnaît aucun correspondant au jour. Sans doute est-elle constamment submergée par la mer.

A part ces quatre couches (2), stratigraphiquement en corrélation, on retrouve la *nouvelle couche*, dont la position, au sein de la succession de l'ensemble dévonien métamorphisé de Diélette, est encore inconnue. Naturellement, on ne reconnaît pas son équivalent parmi les affleurements au jour.

(1) Elle-même séparée en deux bancs, le banc du mur et le banc du toit, par un intercalaire.

(2) Une couche lenticulaire, nommée *la troisième* a été trouvée au travers-banc du niveau 90. Mesurant environ 25 cm d'épaisseur et 6 m de longueur, on perd sa trace ailleurs dans la mine.

CONCLUSIONS

Ces résultats miniers confirment, sans les élucider, les problèmes posés par l'étude régionale du massif de Flamanville et de sa périphérie. Toutefois les directions de recherche géologique apparaissent maintenant beaucoup plus clairement :

- 1° Stratigraphie lithologique des roches dévoniennes métamorphisées de la région de Diélette; problèmes de corrélation stratigraphique.
- 2° Tectonique de détail de la zone synclinale de Diélette.
- 4° Le problème de la nouvelle couche.
- 5° Géochimie des minerais.



FIG. 13 — Affleurements aux environs de la grande jetée de Diélette.

CHAPITRE II

STRATIGRAPHIE LITHOLOGIQUE DES ROCHES DEVONIENNES METAMORPHISEES DE LA REGION DE DIELETTE

Problèmes de la corrélation stratigraphique.

INTRODUCTION

Le problème qui se pose et qui m'a conduit à entreprendre une étude stratigraphique lithologique, exposée dans ce chapitre, est celui d'une corrélation entre une série épimétamorphique fossilifère (Mont-Saint-Pierre) et une série métamorphisée à quelques centaines de mètres de distance (Mont-Saint-Gilles et Diélette). Le projet n'est pas présomptueux mais l'analyse mérite d'être tentée.

La « corrélation litho-stratigraphique », équivalent de « Stratigraphic correlation of rock units », est basée, naturellement, sur la notion de « rock unit ». Selon KRUMBEIN et SLOSS (1951), « sedimentary rock units » sont des ensembles de roches identifiés et reconnus par des critères objectifs et observables. Une « rock unit » est séparée des autres « rock units », en haut et en bas, par des changements de caractéristiques lithologiques et par des hiatus de la continuité dépositionnelle.

Une « rock unit » traduit un environnement, ou groupe d'environnements, de dépôt bien défini. Ces environnements sont géographiquement limités; par conséquent la surface sur laquelle on peut établir la corrélation d'un « rock unit » est généralement confiée à un bassin ou à une partie d'un bassin de sédimentation.

— Les méthodes d'étude :

Les affleurements quasi-continus, découverts par la mer à marée basse, ménagent des séries partielles qu'il est loisible de relever banc par banc. Un premier travail de levé détaillé fut conduit sur neuf coupes représentant environ 430 mètres de puissance.

Un échantillonnage comportant 218 prélèvements fut systématiquement étudié en laboratoire : étudié à la loupe binoculaire sur face polie, chaque échantillon fut déterminé avec précision, le cas échéant, à l'aide du microscope (52 lames minces).

Quelques sections polies permirent de classer les minerais affleurants parmi les types connus au fond.

Quelques analyses chimiques des différents types de cornéennes ont également été faites.

Les coupes lithostratigraphiques sont présentées de manière synthétique dans les fig. 17 à 25, et leur légende p. 75. Toutefois, avant de tirer les conclusions de cette analyse, il convient, afin d'éviter les redites, de regrouper les roches, souvent très voisines, rencontrées dans ces coupes, en quelques types pétrographiques qu'il sera aisé de placer dans leur gisement par un simple examen des fig. 17 à 25.

PETROGRAPHIE DES ROCHES METAMORPHIQUES DE DIELETTE

Ainsi que l'ont déjà reconnu plusieurs auteurs (p. 31), les roches métamorphiques de Diélette sont essentiellement constituées de cornéennes. On y rencontre également, mais moins fréquemment, des quartzites, des cipolins et quelques variétés de schistes.

Selon J. JUNG (1958) les cornéennes sont des roches massives, dures, à grain fin, d'aspect corné. Elles possèdent une structure microscopique très caractéristique, à laquelle on a donné le nom de *structure granoblastique*, ou encore de *structure de cornéenne* (Hornfels struktur).

Cette structure est caractérisée par la juxtaposition de minéraux grenus et non orientés. Ces grains sont, en outre, fortement indentés et engrenés les uns dans les autres. Il arrive que certains cristaux deviennent anormalement grands. Leur section ou leur longueur peuvent

atteindre plusieurs centimètres. Ces cristaux, souvent automorphes, sont appelés des *phénoblastes*, ou encore des *porphyroblastes*. Le plus souvent, la recrystallisation a effacé complètement le litage de la roche sédimentaire primitive. Cependant, lorsque de minces couches de roches différentes sont associées (par exemple, anciens schistes argileux et anciens calcaires), la cornéenne peut prendre une *texture rubanée*.

Le terme *tactite* peut être utilisé pour désigner les cornéennes de composition calcopélique (JUNG, 1958). Le *skarn* est une variété de tactites généralement à grains plus gros dont la recrystallisation a été influencée par la pneumatolyse.

Les cornéennes et les schistes tachetés constituent le groupe des roches de « métamorphisme de contact » ou métamorphisme thermique. Portées à hautes températures, ces roches se développent autour des masses éruptives. Le domaine à l'intérieur duquel ces manifestations se font sentir est appelé *l'auréole*, qui comprend deux zones : une zone externe, où la recrystallisation est partielle (schistes tachetés) et une zone interne avec une recrystallisation complète (cornéennes).

Les roches métamorphiques peuvent être séparées en différents paragénèses de minéraux, caractéristiques pour l'un ou l'autre des *faciès métamorphiques*.

Un faciès métamorphique (dont la notion a été reconnue pour la première fois par ESKOLA, en 1915) est défini par TURNER et VERHOOGEN (1951) comme une série d'assemblages de minéraux métamorphiques, se conformant aux conditions suivantes :

1. Certains où tous les assemblages sont fréquemment associés dans l'espace et dans le temps.

2. La composition chimique de chaque assemblage est strictement une fonction de la composition chimique globale actuelle de la roche, quels que soient les effets de métasomatose.

3. Le nombre total des phases minéralogiques principales dans les roches fréquentes d'un faciès est relativement restreint (peut-être une douzaine). Chaque assemblage est constitué d'un nombre limité (normalement 2 à 6) de ces phases.

4. Il n'y a pas de preuve de remplacement mutuel par des minéraux du même faciès.

Un faciès métamorphique reflète donc les conditions physiques qui existaient durant la formation de ces assemblages de minéraux.

Il contient toutes les roches, quelle que soit leur composition chimique, et donc, de composition minéralogique très variable, qui ont atteint l'équilibre chimique durant le métamorphisme, sous un ensemble particulier de conditions physiques. Un faciès ainsi défini est nommé d'après un assemblage minéralogique critique, stable seulement à l'intérieur d'un petit intervalle de température et de pression.

Originellement, ESKOLA a défini cinq faciès : la sanidinite (basse pression), la cornéenne (moyenne pression) et l'éclogite (haute pression), qui représentent le métamorphisme de haute température; ainsi que l'amphibolite (moyenne température) et le schiste vert (basse température) qui correspondent aux conditions de moyenne pression. En 1939, ESKOLA ajouta trois autres faciès : l'épidote-amphibolite faciès (situé entre l'amphibolite faciès et le schiste vert faciès), le granulite faciès (situé entre la cornéenne-faciès et l'éclogite faciès) et le glaucophane schiste faciès (de haute pression et moyenne température). En outre il a changé cornéenne faciès en « *pyroxène-cornéenne faciès* ».

Le schéma d'ESKOLA a été étendu et modifié par TURNER (1948) et plus récemment par FIFE, TURNER et VERHOOGEN (1958).

La majorité des faciès métamorphiques appartient à l'une ou l'autre des deux classes : celle du métamorphisme de contact et celle du métamorphisme régional.

FIFE, TURNER et VERHOOGEN reconnaissent quatre faciès du métamorphisme de contact :

1. *Albite-épidote-cornéenne faciès* (schistes tachetés de JUNG) : caractérisé par la présence de l'albite, l'épidote, l'actinote, la cordiérite et l'andalousite, avec quartz, mica, calcite, trémolite, chlorite, serpentine ou talc. La hornblende y est toujours absente. La cordiérite et l'andalousite forment souvent des taches dans les roches pélitiques.

2. *Hornblende-cornéenne faciès* : caractérisé par la présence de la hornblende, des plagioclases calciques, de la cordiérite et de l'andalousite. L'épidote marque la transition avec l'albite-épidote-cornéenne faciès, tandis que les pyroxènes et l'orthose marquent la transition avec le pyroxène-cornéenne faciès. Les minéraux possibles comprennent : muscovite, biotite, trémolite, grossulaire, quartz, wollastonite, calcite, idocrase, brucite et spinelle.

3. *Pyroxène-cornéenne faciès* : caractérisé par la présence de diopside, orthose, andalousite, cordiérite, wollastonite, hyperthène et plagioclases calciques. Il y manque les minéraux hydratés (à l'exception des micas) et les carbonates (à l'exception de la calcite). Les minéraux probables comprennent : spinelle, biotite, quartz, grossulaire, idocrase, forstérite, périclase, enstatite, sillimanite.

4. *Sanidinite faciès* : caractérisé par la présence de tridymite, monticellite, mullite, corindon, harnite, spurrite, merwinite. Il peut y avoir : cordiérite, spinelle, wollastonite, diopside, forstérite.

Le caractère commun de ces quatre faciès est l'absence des minéraux de pression comme le disthène, l'almandin, le staurotide, etc...

Ces faciès métamorphiques peuvent être représentés par des triangles ACF qui définissent les assemblages minéralogiques possibles (voir FYFE, TURNER et VERHOOGEN, 1958). Comme exemple on peut citer ici le diagramme du pyroxène-cornéenne faciès (fig. 14).

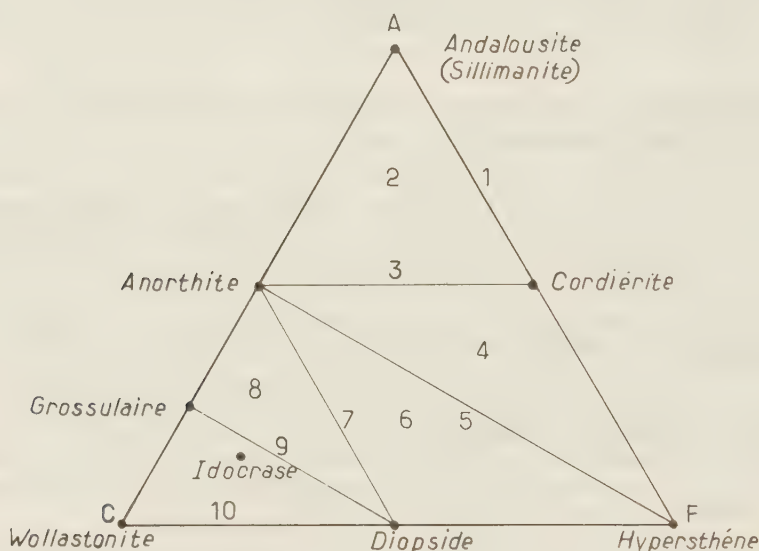


FIG. 14 — Pyroxène-cornéenne faciès : ACF diagramme des roches avec excès de SiO_2 (d'après V. M. GOLDSCHMIDT).

Ainsi, selon la composition chimique de la roche mère, on peut obtenir l'un des dix assemblages minéralogiques caractéristiques indiqués sur la fig. 14.

Cette discussion sur la terminologie et la genèse des cornéennes et des tactites, permettrait, par des associations minéralogiques, de fixer les niveaux de métamorphisme qu'ont subi les assises dévoniennes de Diélette, à l'Ouest du massif granitique de Flamanville. Ces associations minéralogiques, qui varient pour un même faciès minéralogique en fonction de la composition chimique originelle des roches, permettraient en plus de rechercher la nature lithologique primaire des roches métamorphisées.

Les Cornéennes.

Avant d'entreprendre une étude sur les détails pétrographiques des cornéennes de Diélette, il conviendrait de présenter une roche ayant les critères pétrographiques moyens justifiant leur nomenclature.

Cette roche métamorphique moyenne est extrêmement fine, très dure et à structure rubanée manifestée par des variations de la couleur des bandes micacées, pyroxéniques, épidotiques et amphiboliques s'alternant. L'épaisseur de ces bandes est normalement de l'ordre de 2 à 10 cm mais avec de vastes variations locales. Toutes ces roches-types peuvent être grenatifères; on rencontre même quelques lits de grenatite d'épaisseur très variable, allant jusqu'à 3 m.

Quelques variétés à structure porphyroblastique (d'andalousite, de cordiérite ou de grenat) peuvent être trouvées, de temps à autre, associées aux cornéennes classiques de structure uniforme finement grenue.

Microscopiquement, la *structure granoblastique*, ou encore la *structure de cornéenne* finement grenue, que présentent les cornéennes de Diélette, ne laisse aucun doute pour les classer parmi les cornéennes typiques définies par J. JUNG (voir p. 60).

Selon le minéral mafique dominant, on peut distinguer trois types fondamentaux de cornéennes : les cornéennes micacées à dominance de biotite, les cornéennes pyroxéniques à dominance de diopside et les cornéennes amphiboliques à dominance de hornblende ou trémolite-actinote. Des variétés de chacune de ces roches-types principales peuvent être reconnues selon l'assemblage des minéraux de deuxième ordre d'importance : le grenat, l'épidote, l'andalousite, la cordiérite...

1. Les cornéennes micacées.

À l'œil nu, les cornéennes micacées sont noires, plus ou moins bleuâtres, avec une structure grenue très fine. Généralement, aucun aspect de foliation ou de schistosité ne se manifeste en elles.

Microscopiquement ces cornéennes montrent une texture granoblastique très finement grenue où les paillettes de biotite sont disposées dans tous les sens.

Les espèces minérales principales qui constituent les cornéennes micacées sont :

— *Quartz* : abondant, en petits cristaux plus ou moins équidimensionnels.

— *Feldspaths* : Parmi lesquels l'orthose domine les plagioclases acides (albite-oligoclase).

— *Biotite* : Abondant, ce minéral, caractéristique des cornéennes micacées, se trouve en forme de petites ou très petites lattes peu ou non orientées qui sont quelquefois partiellement chloritisées. L'abondance de la biotite dans les différents lits de la roche est souvent variable.

— *Muscovite* : Beaucoup moins abondante que la biotite, cette espèce se trouve également en forme de petites paillettes.

Les minéraux accessoires comprenant de la tourmaline, du zircon, de l'apatite et des minéraux opaques (parmi lesquels domine la magnétite); la fréquence de ces derniers est très variable: leur abondance marque le passage entre les cornéennes micacées et les minerais de fer.

D'autres minéraux métamorphiques : grenat, andalousite, cordiérite et sillimanite, se trouvent quelquefois dans ces cornéennes. Selon leur assemblage, on peut reconnaître les variétés suivantes :

— *Biotite-grenat-cornéenne* : qui se distingue de la cornéenne micacée type par l'apparition de petits cristaux équidimensionnels de grenat disséminés dans la trame granoblastique. Lorsque la structure de la roche est rubanée, ce sont les lits les plus riches en biotite qui présentent le plus de grenat, se développant alors, de manière poéclitique sur la trame (quartz, feldspaths, biotite).

— *Biotite-sillimanite(grenat)-cornéenne* : dans laquelle la sillimanite se développe, par le remplacement des paillettes de biotite en forme de petites aiguilles. Cette roche est peu fréquente à Diélette.

— *Biotite-cordiérite(sillimanite-grenat)-cornéenne* : où les lattes de biotite donnent place à la cordiérite avec ou sans sillimanite. La cordiérite est généralement poéclitique et criblée d'inclusions, le plus souvent de petites lattes de biotite ou d'aiguilles de sillimanite. Elle est parfois altérée en pinnite ou séricite et chlorite.

— *Biotite-andalousite(cordiérite)-cornéenne* : L'andalousite se présente normalement en forme de petits cristaux xénomorphes poéclitiques. Lorsque la roche est rubanée, la cordiérite tend à s'accroître dans les lits les plus riches en biotite, tandis que l'andalousite se montre plus fréquente dans les bandes silico-alumineuses pauvres en biotite et cordiérite.

Composition chimique: L'analyse chimique d'une cornéenne micacée moyenne, à grenat et peu d'andalousite et cordiérite (échantillon 158) donne le résultat suivant :

Elément	%	Elément	%
SiO ₂	67.50	CaO	3,44
Al ₂ O ₃	12.70	Na ₂ O	1.09
Fe ₂ O ₃	2.80	K ₂ O	2.83
FeO	5.00	TiO ₂	0.85
MnO	0.04	P ₂ O ₅	0.40
MgO	0.97	P.F.	1.98
		Total	99,60

Analystes : M. L. BLANCHET
G. FABRIÈS

Origine: La présence, bien que rare, de la sillimanite et du grenat (grossulaire, voir p. 71), nous permet d'admettre que ces cornéennes micacées arrivent quelquefois jusqu'au pyroxène-cornéenne faciès. Néanmoins, il serait difficile de préciser le degré du métamorphisme, en absence de tels minéraux indicatifs.

La composition chimique de ces cornéennes laisse croire que la roche mère est proche d'un grauwaacke (au sens anglo-saxon) plus ou moins alumineux ou calcique. Lorsque la quantité de la cordiérite et de l'andalou-site augmente, avec une baisse de la quantité des micas, il serait plus logique de penser à une roche schisteuse alumino-siliceuse comme l'origine sédimentaire.

2. Les cornéennes pyroxéniques :

Très dures et très finement grenues, ces cornéennes sont colorées en vert pâle et blanchâtre.

En lames minces, elles montrent la texture granoblastique typique des cornéennes : les minéraux finement cristallins sont disposés dans la trame sans ordre défini. Quelquefois, des porphyroblastes (de grenat ou de diopside) se développent poécilitiquement sur cette trame.

Les espèces minérales principales qui constituent une cornéenne pyroxénique type comprennent :

— *Quartz* : en petits cristaux soudés qui donnent un aspect granoblastique à la roche. Très variable en fréquence, le quartz constitue, avec le pyroxène, la partie majeure de ces cornéennes.

Toutes les gradations, entre un quartzite pyroxénique, une cornéenne pyroxénique (plus ou moins riche en quartz) et une pyroxénite siliceuse sont reconnues, à Diélette, par la variation de la fréquence relative du quartz et du pyroxène. Quelquefois, ces trois roches s'alternent sur de très faibles épaisseurs (rubanement microscopique).

— *Feldspaths* : Il s'agit des plagioclases acides et moyens (albite-oligoclase-andésine) et moins fréquemment de l'orthose.

— *Pyroxène* : auquel on peut, sans trop de risques, attribuer le nom de diopside, étant coloré en vert pâle très peu pléochroïque avec un angle d'extinction maximum variable entre 35° et 40°. Ce minéral, caractéristique des cornéennes pyroxéniques, se trouve généralement dans la trame sous forme de petits cristaux parfois groupés en agrégats ou en rubans mais il se développe fréquemment en grands cristaux, quelquefois ouralitisés.

Parmi les minéraux accessoires, c'est le sphène qui est le plus fréquent, suivi par le zircon, la tourmaline et l'apatite.

Comme le révèle le microscope métallographique, les minéraux opaques, se trouvant dans ces cornéennes, sont principalement la pyrite (et la marcassite), la pyrrhotine, la chalcopryrite et le mispickel. En somme, il s'agit principalement des sulfures (minéraux jaunes), mais on trouve également un peu de magnétite et d'oligiste (minéraux noirs). Toutefois, les cornéennes pyroxéniques ne sont, généralement, pas riches en minéraux opaques, bien moins que les cornéennes micacées ou amphiboliques.

D'autres minéraux métamorphiques (grenat, épidote, wollastonite) peuvent se trouver également dans ces cornéennes. Selon les assemblages minéraux on peut reconnaître les variétés suivantes :

— *Cornéennes pyroxéniques grenatifères* :

Dans la plupart des cas, ce grenat est développé poéclitiquement sur la trame quartzeuse et pyroxénique dont quelques cristaux restent inclus dans les porphyroblastes de grenat. Cependant, on reconnaît également de petits cristaux de grenat mêlés dans la trame microgrenue; ils montrent une tendance à s'associer avec les bandes riches en diopside lorsque la roche est rubanée.

— *Cornéennes pyroxéniques à épidotes (et grenat)* :

Le diopside est très fréquemment accompagné de l'épidote colorée (pistachite), moins fréquemment de la zoïsité ou de la clinozoïsité. La pistachite forme parfois de grands cristaux qui, la plupart du temps, remplissent des cassures. Dans ces remplissages d'ouvertures, la pistachite est accompagnée très souvent par de la pyrite (mobilisation et recristallisation). La zoïsité se trouve généralement sous forme d'agrégats de petits cristaux xénomorphes mêlés avec du diopside, tandis que la clinozoïsité forme des cristaux assez idiomorphes.

Lorsque cette roche contient du grenat, la pistachite montre une tendance à s'associer avec celui-ci : on reconnaît souvent un rubanement très fin où s'alternent des lits riches en diopside et d'autres riches en grenat et épidote.

— *Cornéennes pyroxéniques à wollastonite (épidote et grenat)* :

La wollastonite se développe en cristaux assez idiomorphes dispersés dans la trame. Comme on pourrait s'y attendre, elle est plus fréquente dans les lits les plus calciques des cornéennes pyroxéniques rubanées. A l'œil nu, l'aspect nacré de la wollastonite est souvent remarquable.

Toutes ces variétés renferment quelquefois des agrégats de cristaux d'idocrase, à texture microgrenue, où la dimension moyenne des cristaux est de l'ordre de 10 microns.

Les cornéennes pyroxéniques renferment souvent de la calcite, toujours cristalline, qui forme une matrice à l'intérieur de laquelle se développe la trame des minéraux métamorphiques. La calcite est très variable en abondance : parfois, elle ne se trouve qu'accessoirement, d'autres fois, elle est fréquente, à l'extrême, elle forme la majorité de la roche (devenant alors un « *cipolin* »), dans laquelle des minéraux calciques de métamorphisme sont dispersés ici et là. On reconnaît des cipolins à diopside, à wollastonite, à épidote, à grenat ou encore un assemblage de ces minéraux (voir p. 69).

Composition chimique : L'analyse chimique d'une cornéenne pyroxénique riche en quartz et renfermant peu d'épidote et de grenat (échantillon 44) et d'une cornéenne pyroxénique riche en diopside, pistachite et grossulaire (échantillon 100) donne les résultats suivants:

Echantillon 100

Elément	%
SiO ₂	42,10
Al ₂ O ₃	2,25
Fe ₂ O ₃	16,70
FeO	12,00
MnO	0,41
MgO	1,70
CaO	21,70
Na ₂ O	0,20
K ₂ O	néant
TiO ₂	0,06
P ₂ O ₅	0,09
P.F.	2,88
Total	100,09

Echantillon 44

Elément	%
SiO ₂	86,10
Al ₂ O ₃	4,30
Fe ₂ O ₃	0,65
FeO	3,20
MnO	0,03
MgO	0,73
CaO	4,30
Na ₂ O	0,20
K ₂ O	0,70
TiO ₂	0,29
P ₂ O ₅	0,13
P.F.	0,30
Total	100,93

Analystes : M. L. BLANCHET
G. FABRIÈS

Origine : La présence de wollastonite, d'idocrase et de grenat (grossulaire) ne laisse aucun doute quant au degré maximum du métamorphisme auquel sont arrivées les cornéennes pyroxéniques de Diélette : le pyroxène-cornéenne faciès. Parmi ces minéraux indicatifs, c'est la wollastonite qui est le plus caractéristique du pyroxène-cornéenne faciès.

La roche mère varierait entre une quartzite calcaïque et un calcaire silico-alumineux et ferrugineux.

3. Les cornéennes amphiboliques :

Les cornéennes amphiboliques sont assez variables en couleur : vert, vert foncé ou gris verdâtre, selon l'amphibole dominant (hornblende, actinote ou trémolite). Généralement elles sont un peu moins finement grenues que les cornéennes micacées ou pyroxéniques.

En lames minces, les cornéennes amphiboliques présentent une texture granoblastique. Cependant, quelques porphyroblastes d'amphibole (généralement de l'hornblende) se développent poécilitiquement sur la trame finement ou moyennement grenue.

Les minéraux principaux constituant ces cornéennes sont :

— *Quartz* : Abondant, en forme de cristaux de moyenne taille, il constitue une grande partie des cornéennes amphiboliques.

— *Feldspaths* : Très fréquents; les plagioclases acides (albite-oligoclase) devançant l'orthose.

— *Amphiboles* : Ce groupe, de minéraux caractéristiques, constitue la majorité des cornéennes amphiboliques. Il s'agit soit de l'hornblende verte, soit de la trémolite-actinote. Tabulaires ou fibreux, ces amphiboles entourent quelquefois les cristaux de quartz ou de feldspaths, donnant un aspect qui rappelle la structure sphérolitique.

Les minéraux accessoires de ces cornéennes comprennent le sphène, la tourmaline, le zircon et l'apatite. Le calcite y figure quelquefois en quantités également accessoires.

Par opposition aux cornéennes pyroxéniques qui renferment fréquemment des minéraux opaques jaunes (sulfures), les cornéennes amphiboliques contiennent des minéraux opaques principalement noirs (oxydes). Dispersés ici et là, ceux-ci sont assez fréquents.

D'après l'assemblage des autres minéraux métamorphiques (épidotes, grenat, diopside, biotite), qui peuvent se trouver dans les cornéennes amphiboliques, on reconnaît les variétés suivantes :

— *Cornéennes amphiboliques à épidotes* :

Les épidotes, qui comprennent la pistachite, la zoïsité et la clinozoïsité, sont souvent en intime association avec les amphiboles et remplissent les espaces inter-granulaires de la trame.

— *Cornéennes amphiboliques à grenat (et épidotes)* :

Moins fréquent que les épidotes, le grenat figure parmi les minéraux constituant la trame des cornéennes amphiboliques.

— *Cornéennes amphiboliques à diopside (épidotes et grenat)* :

Lorsque la roche est rubanée, on reconnaît des petits cristaux de diopside dans la trame de quelques lits qui seraient, sans doute, plus calciques que le reste de la roche. Le grenat et les épidotes montrent, dans ce cas là, une tendance à s'associer avec le pyroxène dans ces lits calciques.

— *Cornéennes amphiboliques à biotite* :

C'est sous la forme de très minces lits lenticulaires que la cornéenne amphibolique renferme des petites lattes de biotite mêlées aux amphiboles dans la trame. Cette variété, de développement très local, représenterait chimiquement une anomalie plus alumino-siliceuse que la cornéenne amphibolique-type de dominance alumino-mafique.

Composition chimique : L'analyse chimique d'une cornéenne amphibolique, riche en minéraux opaques, et avec un peu de grenat et d'épidote (échantillon 194), donne le résultat suivant :

Elément	%	Elément	%
SiO ₂	33,95	CaO	3,44
Al ₂ O ₃	7,80	Na ₂ O	0,20
Fe ₂ O ₃	30,36	K ₂ O	1,00
FeO	20,70	TiO ₂	0,54
MnO	0,32	P ₂ O ₅	0,96
MgO	1,28	P.F.	0,04
		Total	100,59

Analystes : M. L. BLANCHET
G. FABRIÈS

Origine : Les minéraux métamorphiques qui constituent les cornéennes amphiboliques sont caractéristiques de l'albite-épidote cornéenne et de la hornblende-cornéenne faciès. Néanmoins, la présence de quelques cristaux de diopside dans les cornéennes amphiboliques et leur alternance sur de très faibles épaisseurs, avec des bandes pyroxéniques à wollastonite, présument qu'ils ont atteint, au moins au voisinage du contact du massif granitique, le degré de métamorphisme du pyroxène-cornéenne faciès.

La roche sédimentaire originelle semble, fort logiquement, très proche d'un grauwacke ferrugineux plus ou moins calcique.

Outre ces trois cornéennes types (micacées, pyroxéniques et amphiboliques) et leurs variétés décrites ci-avant, on reconnaît d'autres roches métamorphiques, intercalées dans la série de Diélette (voir fig. 17 à 25), qui ne peuvent pas porter le nom de « cornéennes » vu leur composition minéralogique et leurs caractères texturaux. A cette catégorie appartiennent les quartzites, les cipolins, les grenatites, les épidotites, les schistes tachetés, les schistes à chloritoïde et les schistes sériciteux.

Les quartzites :

Ce sont des roches leucocrates très dures, à structure granoblastique fine, dans lesquelles les cristaux sont bien soudés les uns aux autres.

En lames minces, la texture mosaïque caractéristique des quartzites ne trompe nullement l'observateur.

Le quartz et les feldspaths, toujours recristallisés, sont les espèces minérales principales, qui constituent la quasi-totalité de ces quartzites. Le quartz devance, en fréquence, les feldspaths, eux, très variables en abondance; abondance selon laquelle on peut décrire la roche comme plus ou moins arkosique. Lorsque les feldspaths dépassent 50 % des constituants, ce qui est rare, la roche n'est plus une quartzite mais une arkose quartzitique (1).

Ces feldspaths comprennent aussi bien des espèces alcalines que des plagioclases qui varient en composition entre l'albite et l'andésine, avec une dominance d'oligoclase (2).

En plus de ces minéraux fondamentaux, on reconnaît, dans les quartzites, des espèces accessoires, en quantité restreinte, qui peuvent être comparées aux impuretés dans la roche sédimentaire originelle. Parmi ces minéraux, on peut noter les suivants :

— *Diopside* : En très petits cristaux, dont la distribution est généralement hétérogène, ils sont plus fréquents dans les lits peu calciques que dans le reste de la roche. L'abondance relative de ce minéral marque le passage des quartzites à diopside, aux cornéennes pyroxéniques (voir p.64).

— *Mica* : La biotite et la muscovite figurent souvent, bien qu'en petites quantités, au sein des quartzites. La biotite y est partiellement ou complètement altérée en chlorite, ce qui donne place à une quartzite à chlorite avec des oxydes secondaires de fer, dégagés à la suite de cette altération. Quelquefois, la séricite y est fréquente sous forme de très fines paillettes dispersées entre les cristaux du quartz et des feldspaths.

Par analogie avec les quartzites pyroxéniques, le passage entre les quartzites micacées et les cornéennes micacées se fait par l'accroissement de la quantité des micas.

— *Amphiboles* : Moins fréquentes que les pyroxènes et les micas, les amphiboles forment une partie des impuretés des quartzites. Il s'agit surtout des cristaux fibreux de trémolite-actinote et plus rarement des petits cristaux tabulaires de la hornblende verte.

— *Calcite* : Toujours recristallisée autour du quartz et des feldspaths, la calcite montre une distribution inégale dans des quartzites lités. C'est ainsi qu'on reconnaît quelquefois des bandes de quartzite calcique (souvent avec diopside) intercalées avec des bandes de quartzite pur.

(1) Une arkose métamorphisée adoptant la texture saccharoïdale.

(2) L'angle d'extinction de n_p par rapport à la trace de g^1 (010) dans les sections de la zone perpendiculaire à g^1 , dans les cristaux présentant simultanément la macle de l'albite et celle de Carlsbad, varie entre 0 et 7°.

— *Zircon* (1) : Accessoire fréquent dans le quartzite, le zircon se trouve sous la forme de petits grains, soit dispersés dans la trame, soit groupés en très minces rubans disposés en parallélisme avec le litage de la roche. En général, plus le quartzite est grossier, plus le zircon y est abondant.

— *Tourmaline* : Ce sont les variétés brunes ou vert pâle de la tourmaline qu'on reconnaît assez fréquemment parmi les espèces de minéraux accessoires des quartzites à Diélette.

— *Apatite* : C'est un minéral accessoire, peu fréquent, qui se présente sous forme de petits grains limpides, souvent prismatiques.

— *Minéraux opaques* : Comme le zircon, les minéraux opaques sont quelquefois entraînés en rubans, ou concentrés en très minces lits, d'autres fois, ils sont dispersés en très petits cristaux, dans la trame de la roche. Le microscope métallographique révèle que la magnétite constitue la partie majeure des minéraux opaques qui se trouvent dans les quartzites.

Composition chimique : L'analyse chimique d'un quartzite plus ou moins pur (échantillon 50) donne le résultat suivant :

Elément	%	Elément	%
SiO ₂	94,60	CaO	0,51
Al ₂ O ₃	2,60	Na ₂ O	0,04
Fe ₂ O ₃	0,80	K ₂ O	0,63
FeO	0,45	TiO ₂	0,26
MnO	traces	P ₂ O ₅	0,07
MgO	0,24	P.F.	0,66
		Total	100,86

Analystes : M. L. BLANCHET
G. FABRIÈS

Origine: La présence, quelquefois, d'une petite quantité de diopside dans les quartzites nous montre que ces dernières ont atteint, au moins quelquefois, le degré de métamorphisme correspondant au pyroxène-cornéenne faciès. La roche mère sédimentaire serait, naturellement, une quartzite plus ou moins calcaïque.

Les cipolins :

Les cipolins sont des calcaires métamorphiques, qui, par recristallisation, adoptent une texture mosaïque ou saccharoïde.

A Diélette, les cipolins sont formés, en quasi totalité, par de la calcite recristallisée avec quelques impuretés plus ou moins fréquentes, qui comprennent des feldspaths, de la wollastonite, de l'idocrase, du diopside, des amphiboles, du grenat, des minéraux opaques et rarement de la muscovite. Ces impuretés se trouvent soit dispersées entre les cristaux de la calcite, soit, plus fréquemment, concentrées en quelques lits très minces, ce qui donne à la roche une structure rubanée.

(1) Sous le nom de zircon, je groupe les minéraux, optiquement très semblables, tels que la monazite, le xénotime et le zircon.

Le quartz, les feldspaths, le diopside, la wollastonite, les amphiboles (hornblende verte ou trémolite-actinote) et la muscovite se trouvent dans les cipolins sous la forme de petits cristaux dispersés dans la trame. Par contre, le grenat peut se développer en porphyroblastes poéclitiques renfermant des inclusions des minéraux de la trame. L'idocrase, lui, se présente toujours sous forme d'agréats lenticulaires ou ovales formés par de très petits cristaux associés à quelques grains de diopside ou de calcite (fig. 1, pl. V). Enfin, les minéraux opaques (parmi lesquels domine la magnétite et la pyrite) se trouvent *normalement* en petits cristaux dispersés çà et là dans la trame. Mais lorsqu'ils deviennent très fréquents, ils forment des agréats de cristaux ou encore ils entourent les agréats d'idocrase et les fragments de fossiles qui y persistent après la recristallisation de la roche (fig. 2 et 3, pl. V). Enfin, lorsque le cipolin est très riche en minéraux opaques, généralement arrangés en corps elliptiques rappelant des fantômes d'oolithes, bien qu'il y manque la structure concentrique interne (fig. 5, pl. VI et p. 125), on peut le classer parmi les minerais (pauvres ou riches).

Composition chimique: L'analyse chimique d'un cipolin impur (échantillon 46) donne le résultat suivant:

Elément	%	Elément	%
SiO ₂	3.00	Na ₂ O	0.16
Al ₂ O ₃	1,50	K ₂ O	0,30
Fe ₂ O ₃	1.32	TiO ₂	traces
FeO	1.00	P ₂ O ₅	0.02
MnO	0.21	S	0.80
MgO	1.47	P.F.	39.30
CaO	49.68	Total	98,76

Analystes : M. L. BLANCHET
G. FABRIÈS

Origine: La présence de diopside, de wollastonite et d'idocrase dans les cipolins de Diélette montre leur appartenance au pyroxène-cornéenne faciès.

La roche sédimentaire originelle serait un calcaire plus ou moins pur.

Les grenatites :

A l'œil nu, on reconnaît les grenatites comme des roches très lourdes, colorées en rose ou brun clair, ayant une structure granoblastique grossièrement développée. Sur les surfaces des cassures, elles sont altérées en brun rougeâtre, ce qui est vraisemblablement dû aux oxydes de fer dégagés par l'altération. Assez restreintes en fréquence, les grenatites forment quelquefois des bandes allant jusqu'à 3 mètres d'épaisseur (voir fig. 17 à 25).

Microscopiquement ces roches sont constituées principalement de grenat.

A propos de ce grenat, E. JEREMINE (1931) notait qu'il s'agit de la variété andradite riche en Fe et Ca, pauvre en Al et TiO_2 . D'après l'analyse récente (1) d'un échantillon moyen de grenat pur, il s'agit d'une variété intermédiaire entre le grossulaire (5 parties) et l'andradite (1 partie). La formule de ce grenat peut être présentée ainsi: $3 \text{ CaO} (\text{Al}, \text{Fe})_2 \text{O}_3 \cdot 3 \text{ SiO}_2$ avec le rapport Al/Fe (en pourcentage moléculaire) = 5. C'est donc un *grossulaire andraditique* et non andradite comme l'a avancé JEREMINE.

En cristaux assez gros, développés de manière poécilitique sur une trame de calcite, épidote, diopside, sphène et minéraux opaques, ces porphyroblastes, presque soudés, renferment quelques inclusions des minéraux de la trame.

Composition chimique: L'analyse chimique d'une grenatite à diopside et épidote (échantillon 59) est présentée ci-dessous :

Elément	%	Elément	%
SiO_2	32,70	CaO	4,64
Al_2O_3	19,25	Na_2O	0,12
Fe_2O_3	9,32	K_2O	0,83
FeO	26,00	TiO_2	0,77
MnO	0,21	P_2O_5	2,48
MgO	2,20	P.F.	0,98
		Total	99,50

**Analystes : M. L. BLANCHET
G. FABRIÈS**

Origine: L'assemblage minéralogique des grenatites les rapproche du pyroxène-cornéenne faciès.

Quant à la roche sédimentaire originelle, on a des raisons pour l'imaginer comme un schiste ferrugineux et peu marneux (calcaire).

En 1931, E. JEREMINE a noté que ces grenatites seraient le résultat de la transformation des marnes par des fumerolles riches en fer. En outre, elle a ajouté que la disposition de ce grenat, parfois en filonnets qui traversent les cornéennes, donne l'impression d'une venue postérieure à la formation des cornéennes. Ceci contredit l'idée de A. MICHEL-LÉVY (1894) de la transformation sur place, et durant le métamorphisme, des lentilles calcaires primaires, en bandes plus ou moins lenticulaires de grenatite.

Je ne trouve aucun besoin de rechercher une telle hypothèse de métasomatose pour expliquer la formation des grenatites; un simple métamorphisme de contact d'un schiste marneux et ferrugineux peut, fort logiquement, donner naissance à ces roches assez particulières, où domine le grossulaire-andradite.

(1) Faite dans les laboratoires du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques.

Les épidotites :

Formées principalement des épidotes (parmi lesquelles domine la pistachite), ces roches sont colorées en vert pistache.

Très peu répandues, les épidotites ne se trouvent à Diélette que sous forme de minces bandes intercalées dans les cornéennes pyroxéniques rubanées ou dans les grenatites. grenatites.

En lames minces, les épidotites renferment, outre les épidotes (pistachite, zoïsité et clinozoïsité), un peu de calcite, pyroxène, grenat, sphène ou minéraux opaques. La calcite forme généralement la matrice dans laquelle se développent les autres minéraux métamorphiques.

Origine: L'assemblage minéralogique des épidotites laisse voir qu'elles appartiennent soit au hornblende-cornéenne faciès, soit au pyroxène-cornéenne faciès. Leur intime association avec les cornéennes pyroxéniques montre qu'au moins quelquefois, elles ont atteint le dernier faciès.

La roche mère serait une marne ferrugineuse, plus riche en alumine que la roche originelle des grenatites.

Les schistes tachetés :

Macroscopiquement, ces schistes montrent une structure tachetée caractéristique, d'où leur nom. Ces taches sont généralement de forme arrondie et d'une teinte plus claire que le reste de la roche.

Sous le microscope, on reconnaît, encore mieux qu'à l'œil nu, cette structure tachetée (fig. 3 et 4 et pl. IV) : des porphyroblastes de cordiérite ou d'andalousite se sont développés poëcilitiquement sur une trame très finement grenue et souvent argileuse, dans laquelle on voit naître de très petites paillettes de biotite et de muscovite, ainsi que des petits cristaux xénomorphes d'andalousite. Les grains de quartz peuvent avoir une taille telle qu'on puisse les distinguer de la matrice argileuse très fine. La chlorite y est généralement secondaire; elle vient de l'altération des petites paillettes de biotite.

Les porphyroblastes de cordiérite ou d'andalousite renferment la plupart du temps maintes inclusions : biotite, muscovite, quartz, zircon, minéraux opaques.

Parmi les minéraux accessoires, on trouve souvent du zircon et de la tourmaline, tandis que l'apatite est moins fréquente. Quelques très petits grains de minéraux opaques se trouvent généralement dispersés dans la trame argileuse, la magnétite y domine.

On peut reconnaître des schistes tachetés à cordiérite ou bien seulement à andalousite. D'autres montrent un litage très fin : des lits riches en biotite et cordiérite, et d'autres en muscovite et andalousite; le quartz est généralement plus fréquent dans les premiers.

Ce litage correspondrait aux reliques de la structure sédimentaire originelle. En effet, les schistes tachetés sont beaucoup moins homogénéisés que les cornéennes; les bandes originellement de différente composition chimique, bien que cette différence puisse être légère, restent distinctes les unes des autres, aussi bien par la structure litée que par leur nouvelle composition minéralogique. C'est ainsi que les bandes riches en biotite et cordiérite devraient être dans ce cas plus ferro-magnésiennes que les bandes à andalousite et muscovite qui, elles, seraient strictement alumino-siliceuses.

J. JUNG (1958) explique clairement la différence génétique entre les cornéennes et les schistes tachetés :

Le microscope permet de constater que les cornéennes sont des roches qui sont *complètement recristallisées*, tandis que les schistes tachetés n'ont subi qu'une *transformation partielle*. Dans ces derniers, les minéraux de métamorphisme « flottent dans une gangue qui a encore, en grande partie, la composition et la structure de la roche à son départ, conservant des traces du litage originel de la roche sédimentaire ».

Cette diminution de degré du métamorphisme thermique dans la zone des schistes tachetés n'est pas, selon JUNG, due seulement à la chute de la température en fonction de l'éloignement du foyer éruptif; il faut aussi tenir compte de la diminution de la *durée* du phénomène. C'est pourquoi on trouve, dans les schistes tachetés, les mêmes minéraux de métamorphisme que dans les cornéennes; ce qui revient à dire que les schistes tachetés et les cornéennes tendent vers le même équilibre minéralogique, mais que, dans le cas des schistes, cet équilibre n'a été qu'imparfaitement réalisé.

La distribution des cornéennes et des schistes tachetés dans la série de Diélette, en fonction du contact du massif granitique de Flamanville (voir fig. 15 à 25), confirme cette théorie de la diminution de durée du métamorphisme dans la zone des schistes tachetés : les schistes tachetés ne se trouvent que relativement éloignés du contact du massif (zone de schistes tachetés de JUNG).

Les schistes à chloritoïde :

Ce n'est qu'à l'aide d'un seul échantillon qu'on reconnaît la présence des schistes à chloritoïde, sur le contact du mur de la cinquième couche, au travers-banc du niveau 90, au fond de la mine.

Macroscopiquement, cette roche ressemble aux schistes tachetés : les taches de cordiérite ou andalousite étant remplacées par des porphyroblastes de chloritoïde.

En lames minces (voir fig. 5, pl. IV), on reconnaît ces porphyroblastes idiomorphes de chloritoïde développés sur une trame constituée par un assemblage de petits grains de quartz, de petites paillettes de muscovite (et moins fréquemment de biotite) et de clinocllore xénomorphe en grande quantité. Le peu de grains de feldspaths que l'on peut voir en lames minces sont trop altérés pour qu'on puisse les identifier de façon précise.

Les micas sont plus ou moins orientés, donnant une allure schisteuse à la roche.

Les minéraux accessoires comprennent du zircon (soit dispersé dans la trame, soit inclus dans la chlorite ou la biotite), de l'apatite et peu de tourmaline. Les minéraux opaques, en petits grains dispersés ici et là, sont fréquents.

On peut apercevoir une litation fine : des bandes phylliteuses (riches en chlorite et muscovite) s'alternent avec des bandes plus siliceuses (renfermant plus de quartz et de feldspaths).

Origine : La rareté des schistes à chloritoïde présuppose que leur formation est plutôt un phénomène très local. En effet, la présence du chloritoïde, minéral de pression caractéristique du métamorphisme régional à faible température (albite-épidote-amphibolite caries: TURNER et VERHOOGEN, 1951), ne peut pas être considérée comme résultat normal du métamorphisme de contact, défini par des assemblages minéralogiques reconnus dans les différentes roches-types décrites auparavant, qui marque son cachet sur les roches métamorphiques de Diélette.

On peut penser, plutôt, à une origine cataclastique locale, rattachée a priori à un mouvement failleux dans le voisinage, pour expliquer la formation de ces schistes à chloritoïde.

La roche mère serait, fort probablement, un schiste alumino-siliceux.

Les schistes à séricite :

Assez rares, les schistes sériciteux ne se trouvent que sous la forme de minces intercalaires dans les quartzites, desquelles ils ne diffèrent que par la taille des grains (plus fins dans les schistes sériciteux) et par la présence d'une grande quantité de petites paillettes de séricite souvent orientées, ce qui donne un aspect schisteux à la roche.

Génèse : Les schistes sériciteux, très riches en quartz, ne peuvent être considérés comme un indice du degré de métamorphisme qui les a atteints. Néanmoins, il ne semble nullement qu'ils soient arrivés au pyroxène-cornéenne-faciès : là, la séricite aurait été remplacée par l'andalousite ou la sillimanite.

La roche sédimentaire originelle ne serait autre qu'un quartzite arkosique ou un quartzite schisteux (alumineux).

Après cet exposé des roches-types métamorphiques retrouvées à Diélette, ils conviendrait, toutefois, de signaler que les minerais ferrifères qui s'intercalent dans cet ensemble de formations dévonienno-métamorphiques ne représentent, pétrographiquement, qu'une variété, très riche en fer, des cornéennes décrites auparavant.

L'étude pétrographique et métallogénique de ces minéraux, étude qui diffère plus ou moins de celle des roches non — ou peu — minéralisées, fera l'objet d'un chapitre exposé plus loin (chapitre IV, p. 118).

CONCLUSIONS :

Cette étude pétrographique des roches métamorphisées sur la bordure occidentale du massif granitique de Diélette me permet de formuler une conclusion concernant le degré du métamorphisme qui les a atteint.

Ce métamorphisme se montre incontestablement comme le résultat de la mise en place du massif cristallin : c'est un métamorphisme de contact (thermique).

Selon les assemblages minéralogiques reconnus dans les roches métamorphiques de Diélette, on peut admettre que le métamorphisme est arrivé jusqu'au pyroxène-cornéenne faciès.

Quelques échantillons de schistes tachetés permettent de constater que le degré du métamorphisme de contact oscille entre l'albite-épidote-cornéenne faciès et le pyroxène-cornéenne faciès (FYFE, TURNER et VERHOOGEN, 1958).

Ces roches métamorphiques sont incluses dans une auréole d'environ 1 km de largeur à l'Ouest du massif cristallin (lui-même ayant une longueur qui ne dépasse guère 7 km). Ce n'est que lors de l'étude de la distribution des roches-types métamorphiques, à l'intérieur de cette auréole, et des traits tectoniques de l'ensemble, que l'on sera en mesure de donner une explication satisfaisante de ce phénomène anormal (voir p. 92 et 117).



FIG. 15 — Emplacement géographique des successions lithostratigraphiques.

DESCRIPTION SYNTHETIQUE DES COUPES :

1. Les coupes des affleurements au jour :

Les affleurements des roches dévoniennes métamorphisées au voisinage de Diélette ont été étudiés en détail.

C'est ainsi que l'ensemble de ces formations est représenté, dans les quelques pages qui suivent, par neuf coupes lithostratigraphiques verticales, construites à l'aide de 219 échantillons, qui représentent la majorité des changements de faciès observés sur le terrain. Ces échantillons ont été étudiés à l'aide d'une loupe binoculaire. Les microscopes pétrographique et métallogénique ont été utilisés pour la détermination précise de la nature de la gangue (minéraux transparents) et des espèces opaques de quelque 56 échantillons.

La figure 15 montre la position géographique de chacune de ces coupes, tandis que la figure 16 indique leur position stratigraphique relative.

Quant à la présentation détaillée des successions elles-mêmes, j'ai pensé qu'il serait convenable de les donner sous forme de figures sur lesquelles les différentes roches-types seraient représentées par des figurés. Ces dessins, accompagnés d'une légende descriptive permettront, à mon avis, de simplifier ces coupes, très difficiles à suivre autrement.

Les figurés utilisés dans cette présentation sont les suivants :



- 1 — Mica
- 2 — Amphibole
- 3 — Pyroxène
- 4 — Quartz
- 5 — Chlorite
- 6 — Calcite
- 7 — Grenat
- 8 — Epidote
- 9 — Cordiérite
- 10 — Andalousite
- 11 — Pyrite
- 12 — Magnétite
- 13 — Woilastonite
- 14 — Sillimanite

- 1' — Cornéenne micacée
- 2' — Cornéenne amphibolique
- 3' — Cornéenne pyroxénique
- 4' — Quartzite
- 5' — Schiste
- 6' — Cipolin
- 7' — Minéral
- 8' — Intercalaire mince
- 9' — Rubanement ou litation
- 10' — Alternance

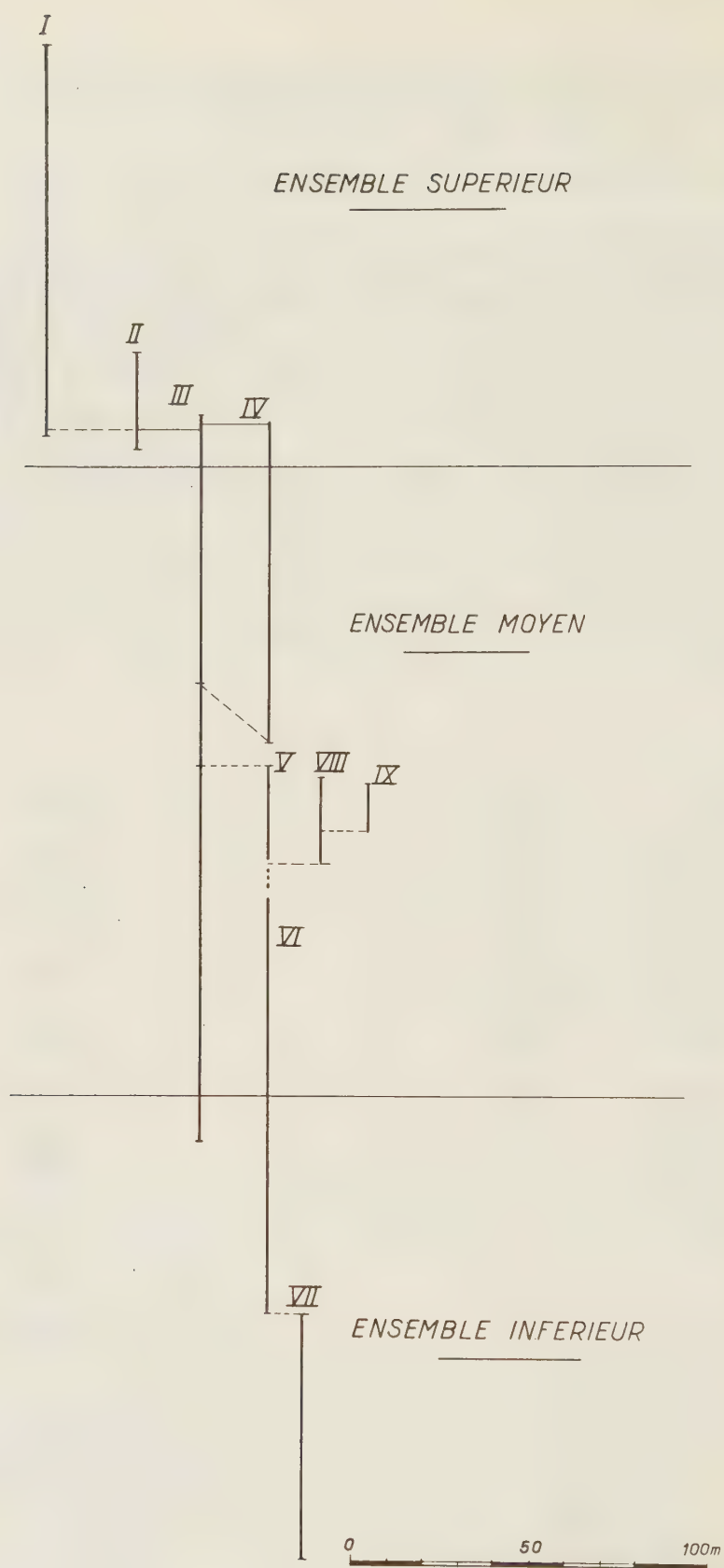
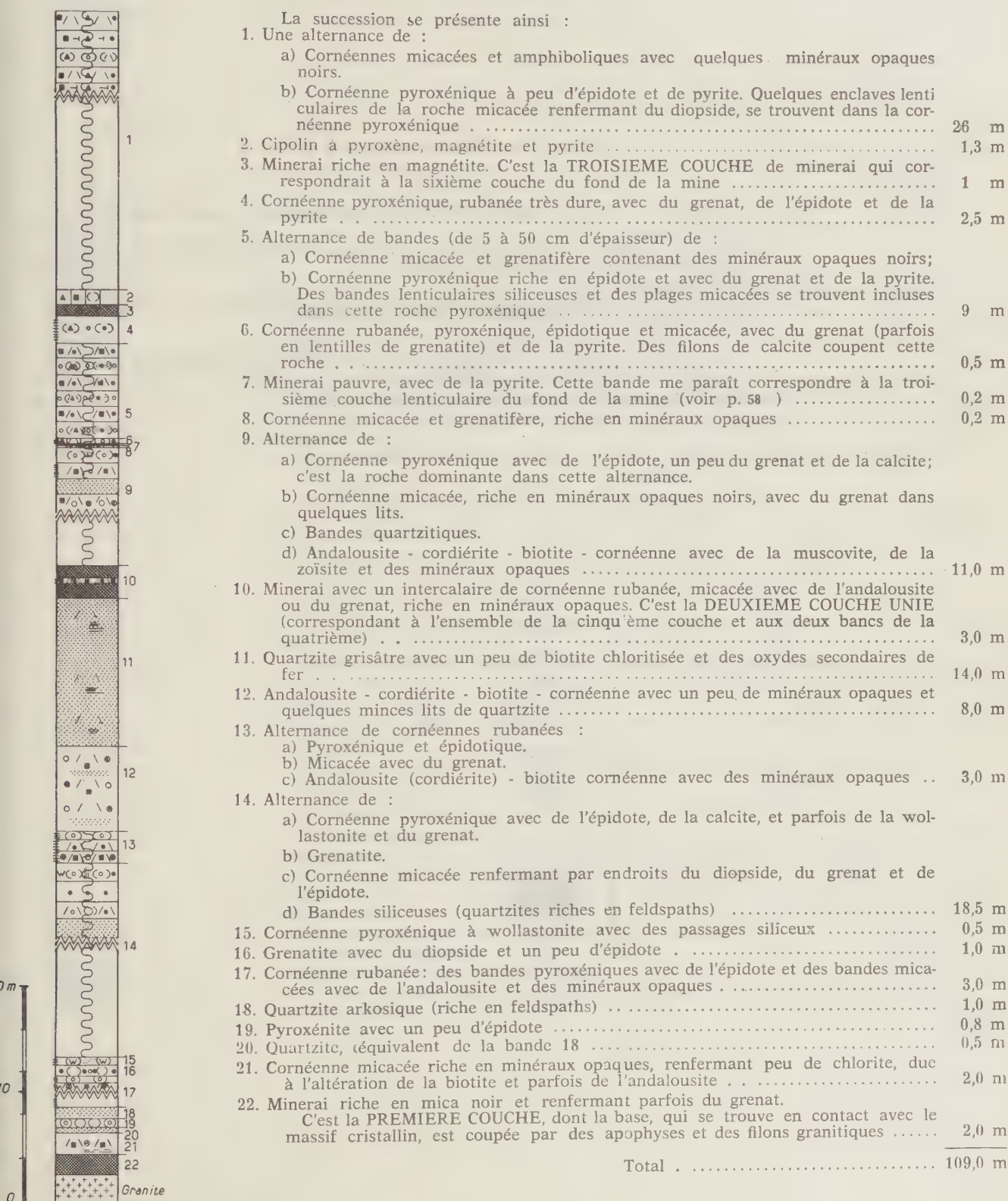


FIG. 16 — Schéma corrélatif des neuf successions prélevées à Diélette.

SUCCESSION n° 1 (42 échantillons) relevée à une centaine de mètres au Sud de la ligne aérienne de transport de la mine (fig. 15). Elle représente, stratigraphiquement, la partie la plus haute des formations dévoniennes métamorphisées que laissent émerger les basses marées. La succession se présente ainsi :

SUCCESSION. I



SUCCESSION n° 2 (9 échantillons) relevée à 70 m, au Sud de la jetée de Diélette, sur le flanc S-E du synclinal de la jetée (voir fig. 15 et p.107). Elle correspond à la partie inférieure de la succession n° 1. De haut en bas, cette succession se présente ainsi :

1. Cornéenne micacée à andalousite, riche en minéraux opaques et parfois avec un peu de grenat	2,5 m
2. Cornéenne pyroxénique riche en calcite et pyrite, avec de l'épidote et des plages rudimentaires de la roche micacée (bande n° 1)	6,0 m
3. Une alternance de : a) Cornéenne pyroxénique avec de la wollastonite, de l'épidote et de la pyrite. b) Quartzite. c) Cornéenne micacée à grenat. d) Cornéenne à andalousite, cordiérite, et biotite avec un peu de muscovite. La cordiérite est altérée en pénite et chlorite	12,0 m
4. Minerai à magnétite et oligiste. C'est la <i>première couche</i>	4,0 m
5. Cornéenne litée, à biotite et andalousite	?
Total	24,50 m

SUCCESSION II

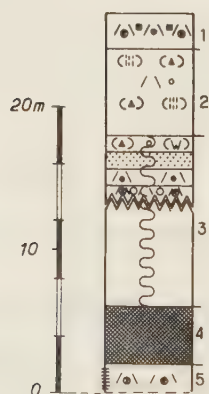


FIG. 18

SUCCESSION n° 3

(43 échantillons) relevée à 100 mètres au sud de la grande jetée sur le flanc S-E du synclinal de la jetée. C'est la continuation vers le bas de la succession n° 2.

De haut en bas :

1. Cornéenne rubanée : des bandes micacées à andalousite assez riches en minéraux opaques, des bandes pyroxéniques avec de l'épidote et du grenat, et enfin des bandes siliceuses irrégulières et lenticulaires 4,0 m
2. Minerai avec une mince couche intercalaire de cornéenne très riche en biotite et en minéraux opaques. C'est la *première couche* 4,0 m
3. Cornéenne micacée litée avec des bandes riches en minéraux opaques, des bandes à sillimanite et grenat et des bandes à chlorite (altération de la biotite) 4,0 m
4. Minerai pauvre traversé par des filonnets de chlorite 0,5 m
5. Alternance de :
 - a) Cornéenne micacée assez riche en minéraux opaques et contenant parfois du grenat.
 - b) Cornéenne micacée à andalousite.
 - c) Cornéenne pyroxénique à grenat et parfois siliceuse.
 - d) Pyroxénite à grenat, riche en calcite 20,0 m
6. Alternance de :
 - a) Cornéenne grenatifère à diopside, biotite et minéraux opaques.
 - b) Andalousite - biotite - cornéenne.
 - c) Quartzite lité à andalousite.
 - d) Quartzite verdâtre avec un peu de muscovite et de pyroxène 6,0 m
7. Alternance :
 - a) Cornéenne micacée à grenat, allant parfois jusqu'à une grenatite.
 - b) Cornéenne pyroxénique à épidote avec des enclaves de la roche micacée. 3,0 m
8. Alternance des roches des bandes 6 et 7 25,0 m
9. Quartzite gris verdâtre avec quelques grains de minéraux opaques 2,0 m
10. Alternance de :
 - a) Cornéenne micacée à andalousite ou grenat avec des minéraux opaques.
 - b) Bandes siliceuses.
 - c) Cornéenne pyroxénique en bandes minces et très irrégulières.
 - d) Cornéenne grenatifère à épidote 12,5 m
11. Cornéenne pyroxénique à épidote, pyrite et parfois grenat. La roche devient par endroits une pyroxénite contenant de la wollastonite 2,5 m
12. Cornéenne micacée à andalousite ou grenat, assez riche en minéraux opaques .. 16,0 m
13. Alternance de :
 - a) Cornéenne pyroxénique à épidote, wollastonite et grenat.
 - b) Epidotite à pyroxène et pyrite.
 - c) Grenatite à épidote, pyroxène et pyrite.
 - d) Cornéenne épidotique et grenatifère. De la grenatite forme parfois des bandes allant jusqu'à 2,50 m d'épaisseur 25,0 m

Total 124,5 m

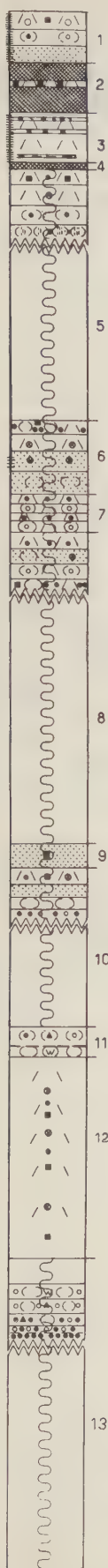


FIG. 19

SUCCESSION n° 4 (30 échantillons) relevée à 40 mètres au sud de la grande jetée, sur le flanc N W du synclinal de la jetée. Elle correspond à la partie supérieure de la succession n° 3. De haut en bas, elle se présente comme suit :

SUCCESSION IV

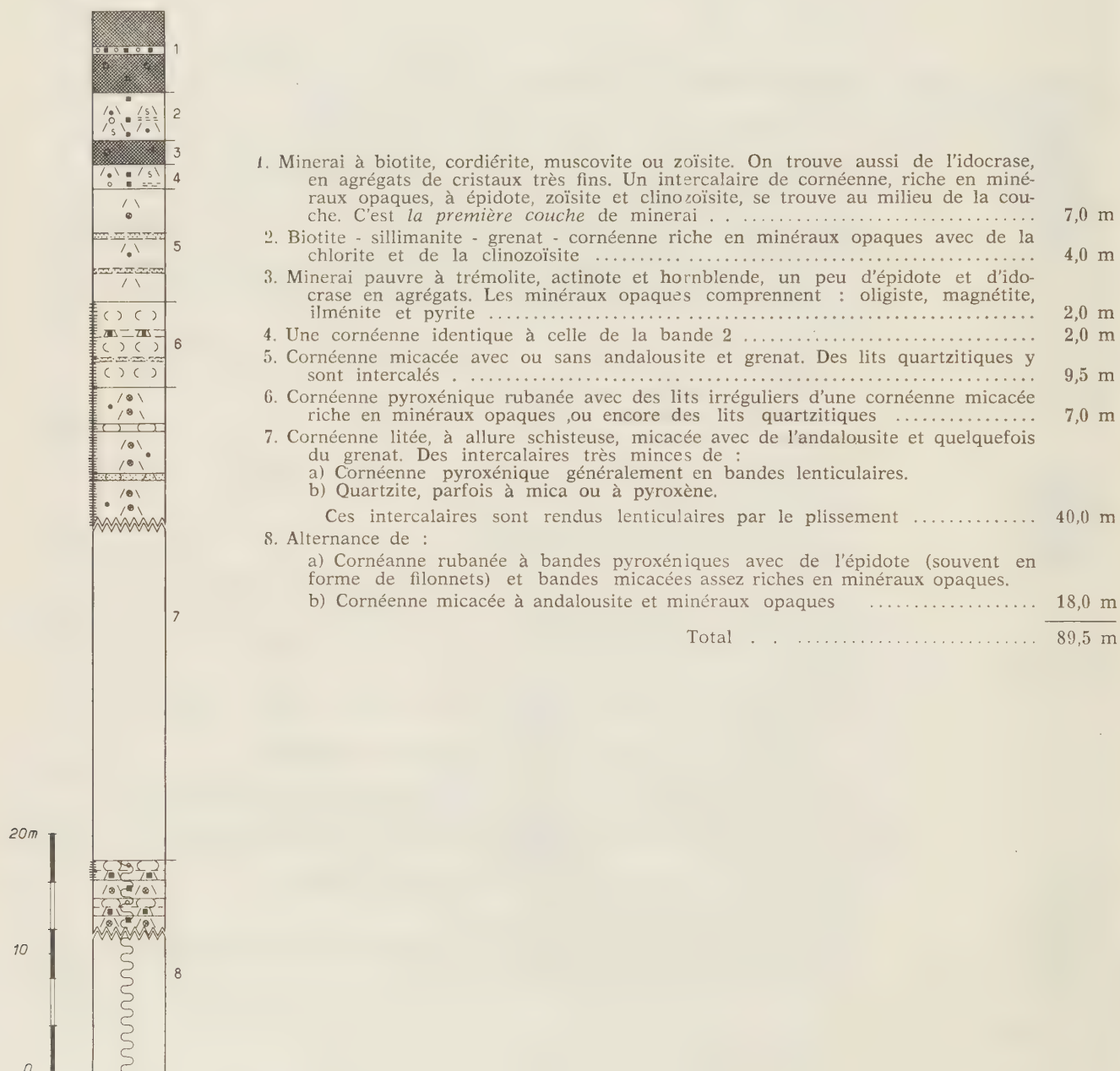


FIG. 20

SUCCESSION n° 5 (18 échantillons) relevée au nord de la jetée, sur le flanc NW du synclinal de la jetée. Superposée avec la partie inférieure de la succession n° 3, elle est séparée de la succession n° 4 par X mètres (1).

De haut en bas, on reconnaît les passages suivants:

1. Cornéenne micacée à andalousite et minéraux opaques	2,0 m
2. Cornéenne pyroxénique à épidote avec un peu de pyrite, et parfois du grenat ..	2,5 m
3. Cornéenne micacée à andalousite, riche en minéraux opaques, parfois avec du grenat. Des bandes minces, de cornéenne pyroxénique riche en pyrite sont intercalées ..	14,0 m
4. Alternance de cornéennes rubanées :	
a) Micacée à andalousite, cordiérite, minéraux opaques et parfois à grenat.	
b) Pyroxéniques à épidote, pyrite et grenat.	
c) Grenatifère, contenant abondamment de l'épidote.	
d) Siliceuse. Ces bandes se montrent irrégulières et lenticulaires, vu le plissement pygmatique qu'elles ont subi	11,0 m
5. Cornéennes pyroxéniques, épidotiques et grenatifères. Le grenat forme parfois des bandes massives avec un peu d'épidote, de pyroxène et de calcite	?
Total	> 29,5 m

SUCCESSION V

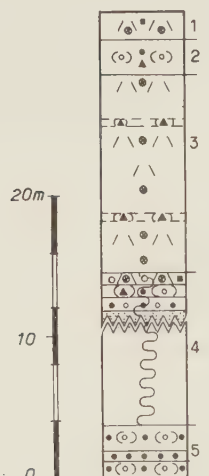


FIG. 21

(1) « X » peut être de l'ordre de 20 à 25 mètres (voir fig. 16).

SUCCESSION n° 6

(26 échantillons) relevée au pied de Mont-Saint-Gilles, sur le flanc SE du synclinal de la jetée. Elle représente la continuation, vers le bas, de la succession n° 5. De haut en bas, on reconnaît :

- | | |
|--|---------|
| 1. Cornéenne pyroxénique avec des agrégats de grenat en lentilles ou en structure « en fraises » | 8,0 m |
| 2. Cornéenne rubanée, pyroxénique et micacée avec du grenat dans quelques bandes, peu de pyrite. La roche pyroxénique contient de la wollastonite | 2,5 m |
| 3. Cornéenne micacée fine, assez riche en minéraux opaques et renfermant un peu de grenat | 8,0 m |
| 4. Cornéenne pyroxénique à grenat, épidote et peu de pyrite avec de minces intercalaires d'une cornéenne micacée à andalousite | 13,0 m |
| 5. Cornéenne micacée, riche en minéraux opaques et renfermant parfois du grenat | 10,0 m |
| 6. Cornéenne (schisteuse) à grains fins d'andalousite et chlorite (provenant de l'altération de la biotite) | 2,0 m |
| 7. Grenatite à pyroxène et épidote (se trouve parfois agglomérée en lentilles) | 0,7 m |
| 8. Cornéenne rubanée : bandes pyroxéniques et bandes micacées; on trouve aussi un peu de grenat | 0,6 m |
| 9. Cornéenne schisteuse, micacée, à grains fins | 4,0 m |
| 10. Cornéenne rubanée équivalente à celle de la bande 8 | 0,5 m |
| 11. Cornéenne pyroxénique à grenat, riche en épidote et pyrite. Le grenat forme parfois des lentilles | 2,0 m |
| 12. Cornéenne micacée finement litée, des bandes contiennent de l'andalousite, d'autres renferment du grenat | 25,0 m |
| 13. Cornéenne rubanée avec des bandes :
a) pyroxéniques plus ou moins siliceuses.
b) micacées et grenatifères, avec matrice très siliceuse | 1,2 m |
| 14. Cornéenne micacée à andalousite et minéraux opaques; la présence de cordiérite n'est pas certaine. Quelquefois, la matrice de la roche est siliceuse, à l'extrême, des bandes quartzitiques se forment. D'autres fois, la roche est une andalousite-cornéenne pauvre en mica | 40,0 m |
| Total : | 117,5 m |

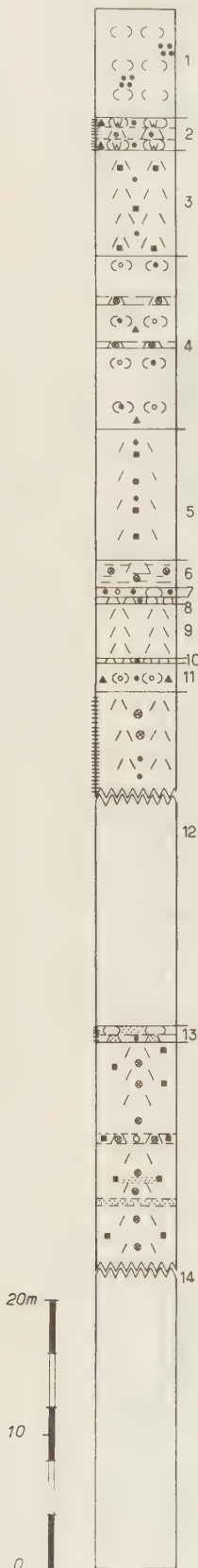


FIG. 22

SUCCESSION n° 7 (13 échantillons) relevée entre le pied du Mont-Saint-Gilles et le vieux port de Diélette, sur le flanc S-E du synclinal de la jetée. Elle correspond à la continuation, vers le bas, de la succession n° 6. De haut en bas, on reconnaît :

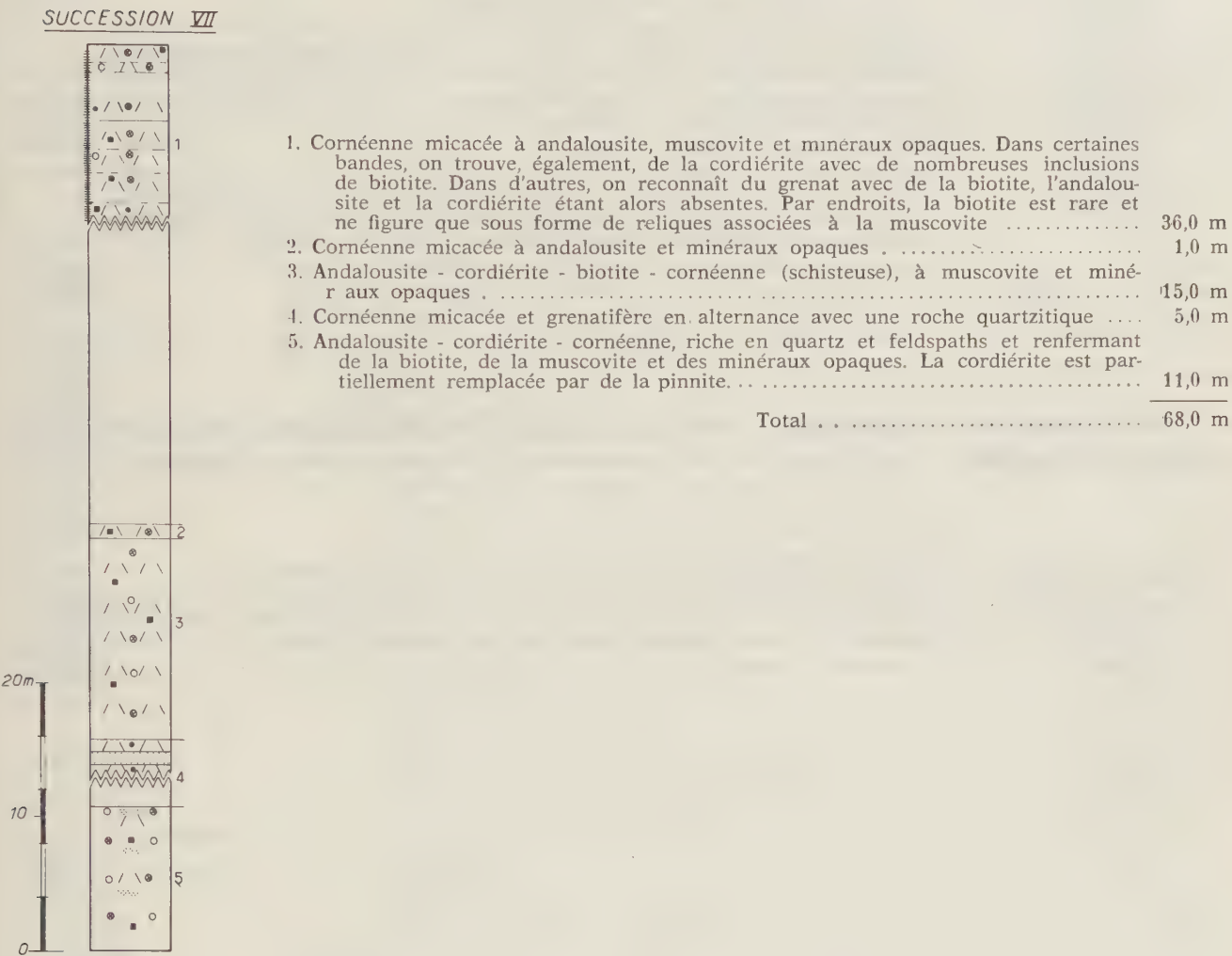


FIG. 23

SUCCESSION n° 8 (9 échantillons) relevée sur le flanc NW de l'anticlinal qui suit, vers le NW, le synclinal de la jetée. Elle correspond à la partie inférieure de la succession n° 5. De haut en bas, elle comprend :

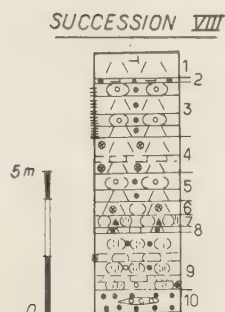


FIG. 24

1. Cornéenne micacée à trémolite	2,0 m
2. Cornéenne amphibolique et grenatifère contenant de la pyrite	0,2 m
3. Cornéenne rubanée avec des bandes de cornéennes :	
a) Pyroxénique à épidote et un peu de grenat.	
b) Micacée avec un peu de grenat	4,0 m
4. Cornéenne à andalousite, biotite et un peu de muscovite avec quelques minces bandes pyroxéniques	2,5 m
5. Cornéenne rubanée identique à celle de la bande 3	2,0 m
6. Cornéenne identique à celle de la bande 4	1,0 m
7. Pyroxénite riche en calcite et pyrite	1,0 m
8. Cornéenne identique à celle de la bande 4	0,3 m
9. Pyroxénite contenant de la calcite, un peu de grenat, de l'épidote, de la clinozoïste et du sphène. Des bandes de cornéennes pyroxénique rubanée et de quartzite renfermant un peu de pyroxène, s'intercalent dans la pyroxénite	4,0 m
10. Grenatite avec des bandes lenticulaires de pyroxénite à épidote	1,5 m
Total	18,5 m

SUCCESSION n° 9 (8 échantillons) relevée juste au nord de la jetée, sur le flanc NW du synclinal de la jetée. Elle correspond à la partie supérieure de la succession n° 8. De haut en bas, on distingue :

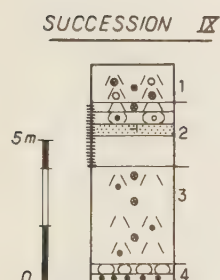


FIG. 25

1. Cornéenne micacée à andalousite, cordiérite et minéraux opaques	2,5 m
2. Cornéenne rubanée, avec des bandes micacées à andalousite, des bandes pyroxéniques avec un peu de grenat et d'épidote et des bandes siliceuses à trémolite.	4,5 m
3. Andalousite - biotite - cornéenne assez riche en minéraux opaques	7,0 m
4. Pyroxénite et grenatite	?
Total :	> 14,0 m

Essai de corrélation des coupes :

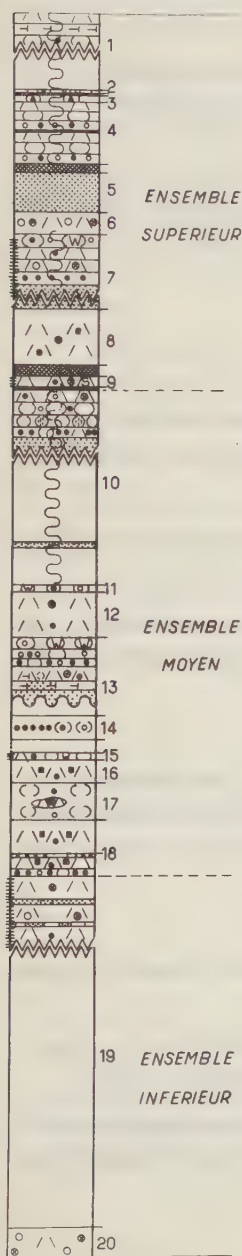
Il s'agit ici d'un essai de corrélation des neuf coupes lithostratigraphiques décrites ci-avant afin de construire une succession générale des roches dévoniennes métamorphiques de Diélette.

Dans cette corrélation quelques bandes peuvent servir de repères lithologiques (comme le quartzite au mur de la deuxième couche de minerai, ou la bande de grenatite n° 13 d de la succession n° 3). C'est également à l'aide des couches de minerais, et des alternances caractéristiques des cornéennes que la corrélation se révèle possible.

C'est ainsi qu'on peut représenter la position relative de ces coupes comme le montre la figure 16.

Par conséquent, on peut donner une seule succession synthétique qui représenterait l'ensemble des roches métamorphiques de Diélette. Dans cette succession synthétique (fig. 26), décrite ci-dessous, on reconnaît vingt horizons différents.

SUCCESION GÉNÉRALE



En effet, je me trouvais dans l'obligation de grouper, souvent et conventionnellement, des bandes de cornéennes, qui ne montrent à l'œil nu que peu de différence, ou s'alternent sur de faibles épaisseurs en un seul horizon, bien que ces cornéennes, décrites en détail dans les neuf coupes présentées auparavant, montrent généralement quelques différences pétrographiques microscopiquement reconnaissables.

C'est afin de pouvoir décrire la succession synthétique avec plus d'efficacité que j'ai effectué cette manœuvre.

Dans la légende qui suit, on ne trouvera donc que les vingt nouveaux horizons caractéristiques, qui sont de haut en bas :

— *Horizon 1* : 26,0 m alternance de cornéennes micacées, amphiboliques et moins fréquemment pyroxéniques (contenant de l'épidote).

— *Horizon 2* : 1,3 m. Cipolin pyroxénique et grenatifère.

— *Minerai* : 1,0 m. *Troisième couche*, ou la couche 6 de la mine.

— *Horizon 3* : 2,5 m. Cornéenne rubanée pyroxénique riche en pyrite.

— *Horizon 4* : 21,5 m : Alternance de cornéennes micacées, de cornéennes pyroxéniques et épidotiques (à grenat) et de bandes quartzitiques. Au milieu de cette bande s'intercale une très mince couche (0,20 m) de minerai pauvre. Cette bande pourrait correspondre à la troisième couche de la mine que l'on rencontre à l'état rudimentaire (environ 0,25 m d'épaisseur) dans le travers-banc du niveau 90.

— *Minerai* : 3,0 m : la deuxième couche.

— *Horizon 5* : 14,0 m : Quartzite.

— *Horizon 6* : 8,0 m : Andalousite - cordiérite - biotite - cornéenne.

— *Horizon 7* : 26,0 m : Cornéennes rubanées, avec alternance des bandes :

— pyroxéniques et épidotiques à wollastonite et parfois à grenat. Cette roche constitue la majorité de l'alternance.

— micacées, avec ou sans grenat.

— micacées, à andalousite et cordiérite.

— grenatifères.

— quartzitiques riches en feldspaths.

— *Horizon 8* : 20,0 m : cornéennes micacées, riches en minéraux opaques et parfois à andalousite.

— *Minerai* : 4,0 m : La première couche.

— *Horizon 9* : 4,0 m : La cornéenne micacée litée à grenat, sillimanite et parfois andalousite.

— *Minerai* : 0,5 m : Cette couche de minerai n'est pas connue au fond de la mine. Cependant, on remarque sur une ancienne coupe du travers-banc du niveau 90 qu'il existe une mince couche de minerai à environ 9 mètres du mur de la première couche. Je pense que ces deux couches doivent correspondre.

— *Horizon 10* : 68,5 m : une alternance de :

— cornéennes micacées parfois avec de l'andalousite, de la cordiérite et du grenat.

— cornéennes pyroxéniques quelquefois à grenat ou à épidote.

— pyroxénite calcaire.

— cornéennes grenatifères à biotite et pyroxène.

— quartzites avec un peu de pyroxène.

Une bande quartzitique de 2 m d'épaisseur s'intercale dans la partie inférieure de cet horizon.

- *Horizon 11* : 2,5 m . Cornéenne pyroxénique à épidote, grenat et wollastonite.
 - *Horizon 12* : 16,0 m : Cornéenne micacée à andalousite ou grenat.
 - *Horizon 13* : 27,5 m : Alternance de :
 - Cornéenne pyroxénique à wollastonite et parfois à épidote.
 - Cornéenne épidotique à pyroxène et grenat.
 - Grenatite à épidote et pyroxène.
 - Cornéenne micacée (assez rare) à andalousite (cordiérite), et parfois à grenat ou à trémolite.
 - Trémolite - actinote - cornéenne, plus ou moins siliceuse.
 - Quartzite.
 - *Horizon 14* : plus de 8 mètres d'épaisseur : Cornéennes pyroxéniques à épidote et grenat avec des couches de grenatite.
 - *Horizon 15* : 2,50 m : Cornéennes rubanées, pyroxéniques (à wollastonite) et micacées. On trouve du grenat dans certains lits.
 - *Horizon 16* : 8,0 m : Cornéenne micacée fine, assez riche en minéraux opaques, et rarement avec du grenat. Deux lits de grenatite à épidote et pyroxène s'intercalent dans la partie inférieure de cet horizon.
 - *Horizon 19* : 123 m : Cornéennes micacées finement rubanées. Elles présentent les variétés :
 - à andalousite.
 - à andalousite et cordiérite.
 - à grenat.
- Dans cet ensemble, s'intercalent quelques minces lits de :
- quartzite riche en feldspaths (arkosique) et contenant un peu de pyroxène.
 - Cornéennes pyroxéniques (plus rarement) riches en quartz et feldspaths.
- *Horizon 20* : supérieur à 11 m d'épaisseur : andalousite - cordiérite - cornéenne à biotite et muscovite, riche en plagioclases acides et en orthose.
- P. S. : Les épaisseurs des bandes varient quelquefois, suivant leur position tectonique. C'est ainsi, par exemple, que sur le flanc NW du synclinal de la jetée, les couches sont plus épaisses que sur son flanc SE (voir les successions n°s 3 et 4). Je retiens ici les épaisseurs les plus faibles.

Classification de la succession synthétique en « ensembles » :

Quoi qu'il en soit, j'ai cru bon de distinguer dans cette série, trois ensembles :

I. L'ensemble calcaire supérieur minéralisé : d'une puissance supérieure à 115 m.

De manière schématique on peut y reconnaître comme éléments lithostratigraphiques saillants : trois couches de minerai ferrifère, trois alternances de cornéennes, une puissante couche quartzitique marquant le mur de la deuxième couche ferrifère.

Parmi les alternances, on peut noter que les deux supérieures, essentiellement micacées, se distinguent de la troisième, rubanée, plus calcaire dans l'ensemble.

Deux formations (6 et 8) à dominante silico-alumineuse, et un mince lit de cipolin (2) complètent ce premier ensemble, dont l'analyse plus détaillée sera justifiée plus loin (p. 87) par l'étude des formations homologues analysées au fond.

II. L'ensemble calcaire moyen : d'une épaisseur de l'ordre de 180 m.

On reconnaît dans cet ensemble deux alternances, dont l'inférieure est à dominante manifestement plus calcaire que la supérieure, plus puissante, qui renferment des bandes calcaires et des bandes silico-alumineuses. En outre, on reconnaît une très puissante couche silico-alumineuse avec deux passages calcaires. Enfin, quatre bandes à dominante calcaire, et deux bandes silico-alumineuses complètent cet ensemble.

III. L'ensemble inférieur silico-alumineux : d'une puissance supérieure à 135 m.

Cet ensemble est formé, dans son intégralité, de roches silico-alumineuses, avec de rares passages partiellement calcaires (grénatifères).

Avant de rattacher chacun de ces trois ensembles aux roches sédimentaires, qui pourraient les représenter à leur état primaire avant le métamorphisme, il conviendrait, toutefois, de faire remarquer que :

a) Les alternances à dominantes pyroxéniques grénatifères et épidotiques, avec des cipolins intercalés, seraient le résultat du métamorphisme des séries sédimentaires marneuses, dans la mesure où leur structure rubanée confirme le propos.

b) Les alternances non rubanées à intercalaires quartzitiques et dominante micacée (et amphibolique) avec des minéraux calciques (grenat, pyroxène, etc...) représenteraient des formations grauwakeuses, ou sub-grauwakeuses (au sens anglo-saxon) (1).

c) Les alternances micacées et quartzitiques à minéraux silico-alumineux représenteraient des séries schisto-gréseuses.

C'est ainsi qu'on peut, d'une façon très générale, interpréter les séries sédimentaires originelles, qui auraient donné, par métamorphisme, les trois ensembles de cornéennes reconnus à Diélette comme :

1. Une série inférieure schisto-gréseuse.

2. Une série moyenne marneuse (avec des intercalaires grauwakeux et d'autres calcaires) à tendance grauwakeuse vers le bas.

3. Une série ferrugineuse supérieure, grauwakeuse dans sa grande partie supérieure, et plus marneuse vers le bas.

Plus simplifié, cet ensemble sédimentaire peut être schématisé ainsi :

— Schistes et grès.

— Marnes.

— Grauwalkes.

— Grauwalkes ferrugineux.

Quoi qu'il en soit, il me semble qu'il est encore trop tôt pour formuler des interprétations sédimentologiques précises, vu les éléments qu'on possède à cette étape de l'étude : il faut d'abord rechercher les homologues sédimentaires de la série probable, ailleurs dans la Normandie, voire même, s'il le faut, en Bretagne.

En attendant, il ne serait pas inutile d'étudier en détail la succession lithostratigraphique de l'ensemble supérieur comme le présente le fond de la mine, afin de préciser la nature originelle des roches dans lesquelles s'intercalent les couches ferrifères.

L'étude de l'ensemble supérieur minéralisé.

Il conviendrait maintenant de rechercher des renseignements lithostratigraphiques du fond de la mine de Diélette, de manière à pouvoir :

a) Etablir la corrélation des renseignements du jour à ceux du fond.

b) Préciser la nature originelle (avant le métamorphisme) de l'ensemble calcaire supérieur.

Pour la construction de la succession lithostratigraphique du fond de la mine, 209 échantillons (107 du niveau 90 et 102 du niveau 150) ont été prélevés et étudiés, soit à la loupe bino-culaire, soit en lames minces, soit encore en sections polies (et quelquefois à l'aide de deux ou trois de ces moyens). Une analyse chimique complète de huit échantillons a été faite (voir pages 64 - 71).

On peut ainsi présenter cette succession (de haut en bas) :

1. Le toit de la septième couche est une cornéenne pyroxénique contenant un peu de calcite et de wollastonite.

2. *Mineral* : la septième couche; les minéraux opaques sont abondants. La gangue est une cornéenne schisteuse à andalousite (ou chiastolite), biotite et muscovite, parfois assez siliceuse.

(1) Les grauwalkes au sens anglo-saxon sont des grès polygéniques sombres à ciment argileux, incontestablement primaire, évoluant en ardoise et renfermant de la chlorite et de la séricite. Ils contiennent, au moins, 33 % de minéraux facilement destructibles et de débris provenant de la rapide désaggrégation des roches basiques, de phyllites sombres (FISCHER, 1933). Leur classement est faible ; les grains de quartz sont anguleux. Ils se forment généralement dans les environnements géosynclinaux (PETITJOHN, 1949). On reconnaît également les sub-grauwalkes, qui constituent le passage entre les grauwalkes et les grès quartzitiques, dont le lieu de sédimentation serait plus stable que celui des grauwalkes. On serait enclin à croire qu'à Diélette, on est plutôt devant un sub-grauwake.

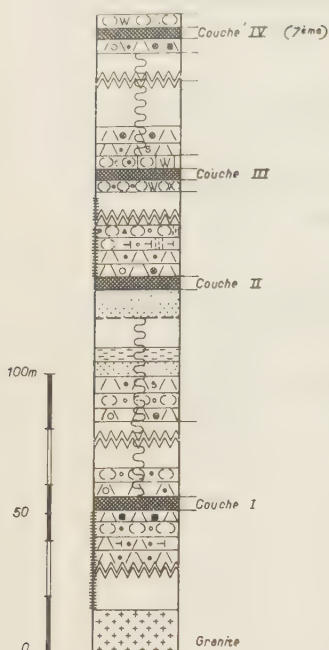


FIG. 27

3. Le mur de la septième couche : cornéenne tachetée à biotite, cordiérite et andalousite. Quelques lits sont riches en grenat ou en minéraux opaques.

4. Une alternance de biotite-sillimanite-cordiérite-grenat-cornéenne et andalousite-muscovite-biotite-cornéenne. Cette alternance correspondrait à la bande 1 de la fig. 26, au sommet des formations émergées durant les basses marées.

5. Cipolin à wollastonite et un peu de diopside, ou cornéenne pyroxénique et grenatifère riche en calcite. Ce banc, d'environ un mètre d'épaisseur, correspond à la bande n° 2 de la fig. 26.

6. *Mineral* : la sixième couche, qui est très riche en magnétite et oligiste et dont la gangue renferme en abondance de la trémolite-actinote.

7. Au mur de la sixième couche (couche 3 du jour), on trouve une pyroxénite à calcite, wollastonite, épidote et grenat qui correspond à la bande 3 de la fig. 26. Des bandes lenticulaires de cipolin pyroxénique s'y intercalent.

8. Cornéennes rubanées, soit micacées à andalousite et cordiérite, ou encore à grenat, soit amphiboliques à épidote, calcite et peu de diopside, soit encore pyroxéniques à épidote, pyrite, et un peu de grenat et de calcite. Les minéraux opaques sont très abondants dans quelques bandes. Ces cornéennes correspondent à la bande 4 de la fig. 26.

9. *Mineral* : la deuxième couche, riche en magnétite.

10. Près du mur de la deuxième couche, on rencontre des quartzites qui correspondent à la bande n° 5 de la fig. 26.

11. Entre la première et la deuxième couche, se trouve une alternance de : cornéenne micacée à andalousite et cordiérite, cornéenne pyroxénite à épidote, biotite - sillimanite - grenat-cornéenne, quartzite et schistes sériciteux. Les lits pyroxéniques ne font qu'une minorité parmi ces variétés. Cette alternance équivaut à la bande 6 et à la partie supérieure de la bande 7 de la fig. 26.

12 Alternance de cornéennes micacées à cordiérite ou à grenat, et de cornéennes pyroxéniques à zoisite. Cette alternance correspondrait à la bande 8 et à la partie inférieure de la bande 7 de la fig. 26.

13. *Mineral* : La première couche, qui est coupée localement par des apophyses et des filons de la roche granitique.

14. Au mur de la première couche, on trouve une cornéenne micacée litée, riche en minéraux opaques, qui correspondrait à la bande 9 du niveau supérieur.

15. Entre la roche granitique et la première couche de *mineral*, on rencontre des cornéennes rubanées fortement métamorphisées parmi lesquelles on distingue les variétés suivantes :

- Cornéenne micacée contenant parfois du grenat,
- Cornéenne pyroxénique à épidote et grenat,
- Biotite-hornblende-grenat-cornéenne.

Ces cornéennes correspondraient à la bande 10 de la fig. 26 de la coupe au jour.

Dans son ensemble, cette succession correspond assez fidèlement à celle de l'ensemble supérieur calcaire et minéralisé relevée au jour (fig. 26).

Quoiqu'il en soit, il n'est peut-être pas inutile de dégager de ces résultats les caractères particuliers des formations encaissantes des couches ferrifères dans le but d'ajouter quelques arguments à leurs critères de reconnaissance intrinsèque.

Couche I.

a) au mur : Au-dessus de l'alternance des cornéennes micacées, légèrement grenatifères, avec des cornéennes pyroxéniques à épidote et grenat, par laquelle se termine la puissante formation 10 (fig. 26), on reconnaît une cornéenne micacée, litée grenatifère et riche en magnétite.

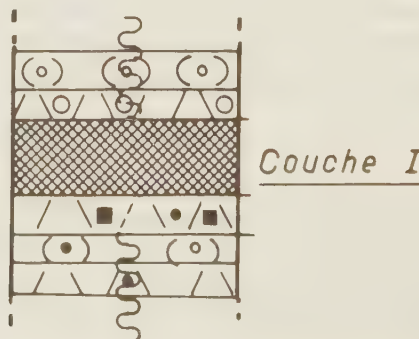


FIG. 28 — La couche I

b) au toit : La puissante formation 8 essentiellement silico-alumineuse se présente ici sous la forme d'une alternance de cornéennes micacées à cordiérite (prédominantes) et de cornéennes pyroxéniques à épidote (fig. 28).

En première approximation, la couche I s'intercalerait dans une série grauwakeuse ferrugineuse comprise entre une formation silico-alumineuse un peu calcaire (en haut) et une formation de grauwake marneux (en bas).

Couche II :

a) au mur : On trouve toujours une épaisse couche de quartzite.

b) au toit : On reconnaît des cornéennes rubanées micacées (à andalousite et cordiérite), amphiboliques (à épidote et calcite) et pyroxéniques (à épidote, calcite et grenat). Les minéraux opaques y sont abondants.

En détail, les trois passages ferrifères qui constituent cette couche sont intercalés dans les formations suivantes (fig. 29) :

a) *Mineral* : La cinquième couche, riche en magnétite, avec une matrice siliceuse à biotite et parfois à cordiérite. On reconnaît au milieu de la couche un intercalaire de biotite-sillimanite-grenat-cornéenne, riche en minéraux opaques.

b) Le toit de la cinquième couche est un quartzite gris verdâtre, à micas et chlorite, renfermant quelquefois du choritoïde (voir p. 73).

c) Le mur du « banc du mur » de la quatrième couche est un quartzite avec un peu de micas.

d) *Mineral* : Le banc du mur de la quatrième couche formé de magnétite, oligiste, grenat, épidote et calcite avec un peu de diopside et rarement d'actinote.

e) L'intercalaire entre le banc du mur et le banc du toit de la quatrième couche, est formé de cornéennes rubanées, riches en minéraux opaques et dont on reconnaît trois variétés : cornéenne micacée à grenat, cordiérite et andalousite; cornéenne pyroxénique à épidote et grenat et cornéenne amphibolique à épidote. La calcite y est fréquente. Ces trois variétés se rencontrent parfois dans le même échantillon.

f) *Mineral* : Le banc du toit de la quatrième couche, contenant soit de la cordiérite et de la biotite, soit de l'épidote, des amphiboles, du grenat et de la calcite.

La couche II semble donc s'intercaler dans une série grauwakeuse, siliceuse à la base et alumino-calcaire en haut.

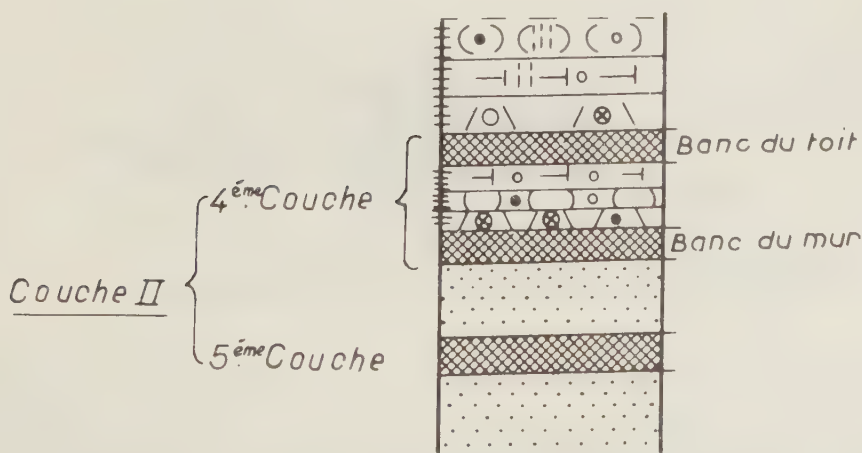


FIG. 29 — La couche II

Couche III (ou sixième couche du fond) :

a) au mur : On trouve une pyroxénite à calcite, wollastonite, épidote et grenat, avec quelques intercalaires de cipolin pyroxénique.

b) au toit : C'est un cipolin à wollastonite et un peu de diopside, ou une cornéenne pyroxénique et grenatifère riche en calcite, qui constituent le toit de la couche.

La gangue de la couche minéralisée elle-même, renferme en abondance de la trémolite-actinote, avec de la calcite.

On croirait donc que la couche III représente un grauwacke marneux et très ferrugineux, intercalé dans une série marneuse beaucoup plus calcaire (fig. 30).

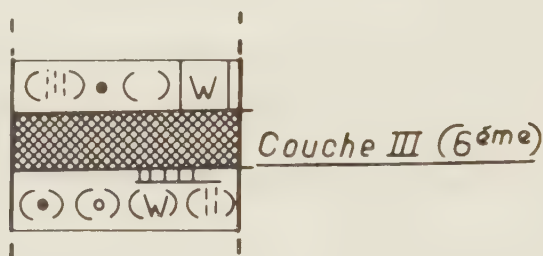


FIG. 30 — La couche III

Couche I V (ou la septième couche du fond) :

a) au mur : On reconnaît une cornéenne tachetée micacée à andalousite et cordiérite avec des intercalaires grenatifères. Les minéraux opaques y sont fréquents. La couche minéralisée elle-même n'est qu'une variété très riche en magnétite de cette roche.

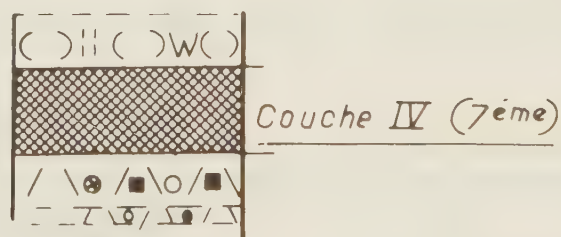


FIG. 31 — La couche IV

b) au toit : C'est une cornéenne pyroxénique avec un peu de calcite et de wollastonite.

La couche IV représenterait donc une roche silico-alumineuse avec des intercalaires grauwackeux, superposés par une bande marneuse calcaire (fig. 31).

Dans la partie NW du fond de la mine, on rencontre des roches faillées, fracturées et très altérées (schistes à séricite, roches verdâtres très riches en chlorite) avant d'atteindre la nouvelle couche.

On remarque à 50 m au NW du mur de la cinquième couche, sur le flanc NW du deuxième synclinal (fig. 11) la présence d'un quartzite traversé de quelques filonnets de calcite qui correspondrait bien à la bande 5 de la fig. 27 (14 m d'épaisseur). Et comme le pendage à cet endroit est de l'ordre de 75° vers le SE, on s'aperçoit facilement des effets de répétition des failles directionnelles.

Arrivé à la nouvelle couche, on reconnaît :

a) au mur : une cornéenne amphibolique à épidote, dans laquelle s'intercalent des lits de cipolin pyroxénique à wollastonite et de cornéenne micacée fine.

b) au toit : une cornéenne rubanée amphibolique (à épidotes) ou micacée avec un peu de grenat.

La gangue de la couche ferarifère elle-même est une cornéenne amphibolique à biotite et épidotes, très riche en magnétite (et oligiste). Quelques minces lits renferment de la cordiérite.

La nouvelle couche s'intercalerait donc dans une série grauwakeuse plus calcique vers le bas (fig. 32).

Si l'on compare cette disposition schématique aux précédentes, il semble, à quelques variations près, que la couche I présente plus d'analogie avec la couche nouvelle, si l'on s'en tient pour l'instant aux caractéristiques de l'encaissant.

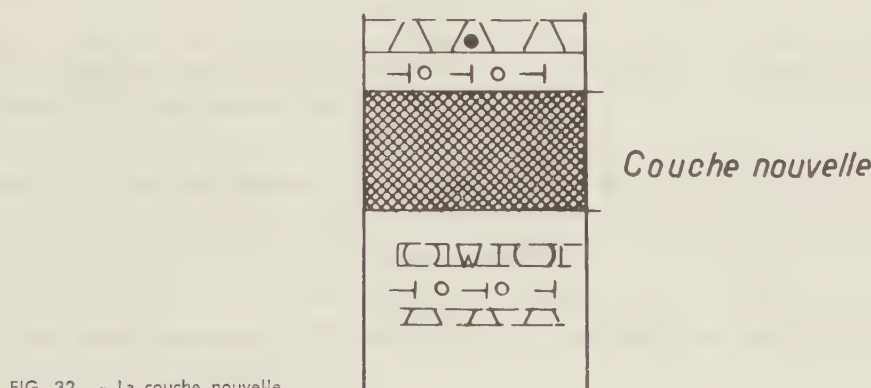


FIG. 32 — La couche nouvelle

Au NW de la nouvelle couche, le travers-banc du niveau 150 continue dans du stérile coupé par plusieurs petits accidents. A 20 mètres au NW du toit de la couche, on reconnaît une trémolite-actinote-muscovite-cornéenne, intercalée avec une andalousite-cordiérite-biotite-cornéenne (tachetée). A 160 m du toit de la couche (sur le flanc NW du troisième synclinal, voir p. III et fig. 11 et 12), on retrouve une cornéenne micacée tachetée d'andalousite.

L'examen de la carotte (20,6 m) du sondage effectué récemment (le 18 juillet 1962) à la recherche de la couche II à l'axe du troisième synclinal (voir aussi p. III) permet de reconnaître les passages suivants :

- 1) 13 m : cornéenne micacée tachetée à andalousite.
- 2) 4,5 m : cornéenne micacée à andalousite présentant quelques intercalaires minces (5 cm au maximum) de quartzite.
- 3) 3 m : Quartzites avec rares et minces intercalaires de cornéenne micacée noire très siliceuse. Deux passages de plus de 80 cm de quartzite permettent de reconnaître sans équivoque la formation de quartzite du mur de la couche II.

En conclusion, on peut admettre qu'à l'intérieur de l'ensemble supérieur minéralisé, qui serait le produit de métamorphisme d'une série grauwakeuse, des fluctuations, quant à la nature des roches originelles se manifestent clairement. C'est ainsi qu'on remarque une tendance calcaire en bas, suivie par une série grauwakeuse typique, une série siliceuse, qui revient vers le haut à la tendance alumineuse avec intercalaires grauwakeux, superposée par une formation marneuse. Dans tout cet ensemble, la dominante grauwakeuse (cornéennes micacées et amphiboliques à minéraux calciques) se fait voir clairement.

Avant de clore cette discussion, il me semble convenable de commenter l'énorme étendue de la zone de métamorphisme de contact à l'Ouest du massif granitique.

En effet, cette zone est connue au fond de la mine sur une longueur qui dépasse 800 mètres (jusqu'à la terminaison du travers-banc du niveau 150). C'est ainsi que malgré la baisse sensible du degré de métamorphisme dans la partie N W de la mine,

Dans cette zone, qui renferme la nouvelle couche, on constate la présence de cornéennes (ou schistes) tachetées à andalousite et cordiérite, ainsi que la rareté de diopside et l'absence totale de sillimanite. Ceci peut être considéré comme un indice assez significatif pour une baisse sensible du degré du métamorphisme de contact.

l'étendue de ce phénomène de contact sur une telle distance semble fort anormal, compte tenu de la petite dimension du batholite granitique. Il me semble, par conséquent, que le contact occidental actuel de ce massif ne représenterait pas son contact primaire à l'époque où se produisait le phénomène de métamorphisme. A mon avis, on trouverait la solution si on imaginait que ce contact a été beaucoup plus à l'Ouest que ce qu'il est actuellement; autrement dit que le massif granitique serait venu se poser sur l'ensemble des roches qui constituent le synclinorium de Diélette.

Sans pouvoir l'affirmer ici, j'exprime cette idée en fonction de l'étude pétrographique, en attendant que les arguments afférents à la tectonique du gisement permettent de la constater d'une manière plus plausible (voir p. 117).

RECHERCHE DES HOMOLOGUES SEDIMENTAIRES DE LA SERIE PROBABLE.

INTRODUCTION :

Cette recherche repose évidemment sur l'étude détaillée des séries épimétamorphiques du Dévonien inférieur du Cotentin déjà présenté dans son cadre général, p.

Il convient toutefois de revenir sur ce point et cela en s'éloignant progressivement de la région de Diélette de manière à pouvoir suivre d'éventuelles variations locales de la série type par passages latéraux. J'envisagerai, pour ce faire, de reprendre l'étude des affleurements dévoniens du Cotentin (1) en les classant par rapport aux trois termes lithologiques fondamentaux de la série type.

Peut-on rattacher chacun des trois termes des roches métamorphiques de Diélette à son équivalent dans les formations dévoniennes non métamorphisées du Cotentin ? C'est la question qui se pose en abordant cette partie de l'étude.

1. LES ENVIRONS IMMEDIATS DE DIELETTE

MONT-SAINT-PIERRE :

Entre le Dévonien peu ou pas métamorphique de Mont-Saint-Pierre et le Dévonien métamorphisé de Diélette, on reconnaît une différence lithologique majeure : la présence à Diélette des minerais de fer et leur absence à Mont-Saint-Pierre, ainsi que partout dans le Cotentin.

En 1951, L. DANGEARD remarquait que le Dévonien des alentours de Diélette est en contact anormal avec le Gothlandien : la partie inférieure du Dévonien étant absente. Le même auteur donnait la série complète de roches dévoniennes de Mont-Saint-Pierre. De bas en haut, il notait la présence des formations suivantes :

1) *Schistes du Sauvage* : contenant des fossiles et des petits bancs de grès à la base.

2) *Grès argileux et ferrugineux* : à fossiles décalcifiés, correspondant au niveau de Néhou. On y rencontre des lentilles calcaires et des bancs discontinus de Polypiers. Les assises inférieures sont constituées par des grauwackes, tandis que les assises supérieures sont calcaires.

3) *Schistes compacts* : avec de petits bancs de grès.

En ce qui concerne le contact *anormal* Gothlandien-Dévonien, il ne sera pas inutile de donner quelques observations personnelles.

A l'extrémité SE de la grande carrière de Mont-Saint-Gilles (fig. 33), on trouve des cornéennes noires micacées très dures à andalousite qui pourraient correspondre à la bande 1 de L. DANGEARD (schistes du Sauvage) et à l'ensemble inférieur silico-alumineux de la série type de Diélette. Ces couches sont dirigées N 67° avec un pendage de 80° NW. Par contre, dans la partie septentrionale de la même carrière affleurent des cornéennes rubanées, micacées, pyroxéniques et grenatifères qui doivent correspondre à l'ensemble moyen calcaire de Diélette.

Dans la petite carrière de Pont-Saint-Gilles, affleurent des schistes à chlorite et séricite avec un peu de biotite, et quelquefois d'andalousite, alternant avec des quartzites, le tout ayant une direction de N 40° et un pendage de 60° NW. Cet ensemble représente, à mon avis, les schistes et les quartzites de l'Ordovicien supérieur. On peut aisément se rendre compte que ces roches ordoviciennes sont sensiblement moins métamorphisées que les cornéennes de la grande carrière, bien que les distances séparant ces deux localités du massif granitique soient presque égales. Il semble donc que ces roches ordoviciennes ont été amenées à leur emplacement actuel par une faille F₆ (fig. 8).

1) Ce propos n'est pas ambitieux, car les affleurements dévoniens du Nord-Ouest du Cotentin sont très peu nombreux, et, il faut bien le reconnaître fort mauvais : le sol est en effet fort développé, et même en hiver, quand la végétation est moins dense, des recherches minutieuses à travers les champs ne m'ont permis d'examiner qu'un nombre bien limité d'affleurements, mis à part les falaises qui dominent la mer à l'Ouest.

Plusieurs coupes citées par d'anciens auteurs, sont actuellement complètement invisibles, ce qui empêche de les suivre sur le terrain. Par conséquent, je me réfère à ces auteurs, le plus souvent, sans qu'une vérification puisse m'épauler.

En effet, on trouve d'un côté, à l'Ouest de la petite carrière, une vallée, à l'Ouest de laquelle se trouvent les cornéennes noires micacées à andalousite de la grande carrière, en contact direct avec les schistes tachetés à séricite, chlorite, andalousite et un peu de biotite, de la petite carrière (Ordovicien supérieur). Ceci me permet de placer un accident directionnel suivant cette vallée, ayant son rejet sur le côté NW. Néanmoins, il me semble que cet accident ne suffirait pas pour expliquer le contact anormal de la base des roches dévoniennes qui reposent, ici, directement sur l'Ordovicien supérieur : l'absence totale de roches gothlandiennes semble nous obliger à faire intervenir des phénomènes d'érosion (voir p. 153).

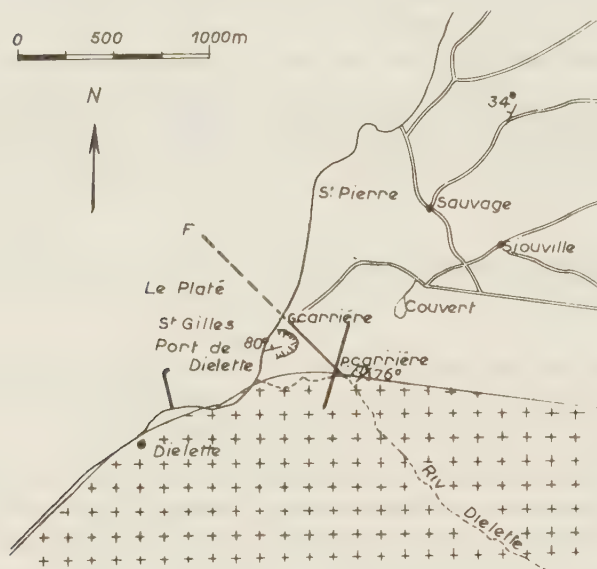


FIG. 33 — Schéma géographique de la région de Diélette-Siouville.

Durant l'étude de cette région, il m'a été possible de suivre la prolongation de la faille transversale F₄ (fig. 8) vers le NW.

Sur la route Diélette-Cherbourg passant par Siouville) ainsi que dans les rochers du Platé, j'ai pu tracer le plan de cette faille en me basant sur les brusques différences de degrés du métamorphisme manifestées par des couches voisines. Au NE de l'accident, la roche est un schiste à muscovite (séricite) et biotite, renfermant un peu d'oxydes et de sulfures de fer, et montrant des lentilles de quartz d'exsudation.

Cet accident aurait une direction proche de N 130°-N 310°. Le côté et la valeur du rejet sont très délicats à préciser. Cependant, il semble que ce rejet soit du côté S-W de la faille.

En effet, les rochers du Platé au SW de l'accident renferment des cornéennes micacées, pyroxéniques et grenatifères qui correspondent à l'ensemble moyen calcaire. Par contre, sur le côté NE de ce même accident, on rencontre des schistes noirs à chlorite et séricite et des grès quartzitiques que le plissement rend parfois lenticulaires. Le quartz d'exsudation est fréquent dans ces roches qui correspondent à la bande 1 de L. DANGEARD et à l'ensemble inférieur de Diélette.

Plus au Nord, on trouve une formation de calcaires et de schistes noirs, extrêmement riches en fossiles et notamment en grande Polypiers constitués de calcaire gris cristallin (fig. 1, pl. II). Cet étage semble correspondre au niveau de Néhou (bande 2 de DANGEARD). Au pied de Mont-Saint-Pierre, ces roches calcaires sont très plissées, leur direction et leur pendage variant très rapidement à l'échelon local.

Sur le monticule de Saint-Pierre, la roche est encore un schiste noir gréseux, micacé et chloriteux avec des bandes lenticulaires de grès à chlorite et muscovite qui représenteraient le terme inférieur du Dévonien. Ces roches passent aux assises calcaires qui affleurent sur le flanc occidental de la colline par l'intermédiaire d'une formation constituée par des schistes noirs bien lités et un peu gréseux.

Les rochers qui s'étendent au NW de Mont-Saint-Pierre, constituent une formation de schistes calcaires fossilifères comparables aux roches affleurant au pied du monticule. Ces assises représentent toujours le niveau de Néhou (bande 2 de DANGEARD). Plus au Nord, où l'accès est très difficile à travers l'eau de la mer, je n'ai pu recueillir qu'un seul échantillon qui est, lithologiquement, un schiste ardoisier, peu calcaire, micacé, assez riche en minéraux opaques, et traversé par des filonnets irréguliers de quartz d'exsudation. Cette formation semble, à première vue, correspondre à la bande 3 de DANGEARD.

Sur la plage de Siouville, on retrouve les mêmes assises de schistes et de grès de la base du Dévonien, dirigées N 54°. Le plissement est très compliqué à cet endroit et on voit souvent des petits plis renversés (fig. 6, pl. I).

Au Nord de Siouville, le grès culminant (Gothlandien inférieur) affleure avec une direction de N 28° et un pendage de 34° Nord.

CONCLUSIONS :

En première approximation, on peut assimiler les couches épi-métamorphiques de Mont-Saint-Pierre aux termes fondamentaux de la série type, de la façon suivante :

1) Les schistes (et grès) du Sauvage seraient les équivalents de l'ensemble inférieur silico-alumineux de Diélette.

2) Les assises grauwakeuses qui constituent la partie inférieure de la bande 2 de DANGEARD (grès argileux et ferrugineux) donneraient par métamorphisme les cornéennes micacées à minéraux calcaïques constituant la base de l'ensemble moyen calcaire de la série type.

3) Les assises calcaires qui constituent la partie supérieure de la bande 2 de DANGEARD correspondraient aux cornes rubanées pyroxéniques, grenatiformes et épidotiques du sommet de l'ensemble moyen calcaire.

4) Les schistes micacés, peu calcaires, qui affleurent au N-W de Mont-Saint-Pierre (et qui semblent les équivalents des schistes compacts avec de petits bancs de grès de la bande 3 de DANGEARD) correspondraient, peut-être, à la base de l'ensemble supérieur minéralisé de Diélette.

Ces schistes micacés et ardoisiers me semblent le résultat de métamorphisme régional faible d'une formation sédimentaire grauwakeuse et schisteuse.

SCIOTOT :

Au Sud du massif granitique on reconnaît les cornéennes rubanées et les cornéennes micacées à minéraux calcaïques, qui constituent l'ensemble moyen calcaire, superposant des cornéennes micacées à andalousite intercalées de quelques bandes quartzitiques qui appartiendraient à l'ensemble inférieur silico-alumineux de la série type de Diélette.

Au Sud de ces tactites affleure une formation (bande D de la fig. 34) de schistes et de grès moins métamorphisés (dirigés N 90° avec un pendage de 60° N). Cette formation qui pourrait bien appartenir, vu son faciès, à l'Ordovicien supérieur, est en parfaite concordance (1) avec la base du Dévonien malgré l'absence des formations du Gothlandien.

Selon une communication orale, C. PAREYN reconnaît la présence des schistes ampéliteux du Gothlandien supérieur à cet endroit. Pour ma part, je n'ai trouvé aucune roche qui pourrait correspondre soit à ces schistes ampéliteux, soit au grès culminant du Gothlandien inférieur. Il semble donc que le Gothlandien soit absent ici, ou, moins probablement, représenté par des roches qui n'ont pas le faciès normal du Gothlandien typique (à Siouville par exemple), hypothèse qui paraît peu logique.

(1) J'entends ici par « concordance » l'absence d'une discontinuité angulaire ou d'une surface d'érosion visible.

Ces grès, de l'Ordovicien supérieur, sont blancs, à grains assez fins, tandis que les schistes sont assez grossier, finement lité, et contiennent un peu de biotite et parfois d'andalousite. Cet ensemble montre fréquemment une stratification entrecroisée très fine (fig. 2, pl. II). La limite entre cette formation et la base du Dévonien est peu distincte.

Au Sud de l'Ordovicien supérieur, s'intercalent les schistes à Calymènes (bande C, fig. 34), dirigés N 65° avec un pendage de 20° N-W. Ce sont des schistes tachetés à andalousite, muscovite, biotite, contenant un peu de chlorite et parfois de cordiérite. Certains lits, plus grossiers et plus siliceux manquent d'andalousite et de cordiérite. Les oxydes secondaires de fer sont assez fréquents, spécialement à la base de cette formation.

En 1955, P. BESSOMPIERRE, F. MUNCK ont publié une note se rapportant aux travaux entrepris par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières, pour la recherche des minerais de fer au Sud du massif de Flamanville. On peut lire dans cette note que deux bandes étroites de fortes anomalies magnétiques (500 à 1.000 gammes) ont été localisées entre les Pieux et Sciotot se dirigeant ENE-WSW avec un pendage de 60° à 70° NW. L'une de ces deux bandes (à 46 % Fe) se situe à quelques mètres du contact des schistes à Calymènes, avec le grès armoricain; l'autre à 80 mètres plus au Nord. Selon les mêmes auteurs, le métamorphisme de contact aurait provoqué la formation d'une forte proportion de magnétite aux dépens de l'hématite et de la sidérose.

Plus au Sud encore, on trouve les grès armoricains (quartzites blancs et durs) avec une direction N 70° et un pendage 33° N. Le contact inférieur de ces grès passe par le village de Sciotot, au Sud duquel se retrouvent les schistes gris verdâtres, peu gréseux du Cambrien (bande A, fig. 34), ayant la même direction et le même pendage que le Grès Armoricain.

On peut donc établir la série stratigraphique que l'on rencontre dans les environs de Sciotot comme suit (de haut en bas) :

Conclusions.

1. L'ensemble moyen calcaire et l'ensemble inférieur silico-alumineux de la série type de Diélette sont représentés, au Sud du massif granitique de Flamanville, par les mêmes cornéennes rubanées et les cornéennes micacées, respectivement, qui affleurent au NW du massif.

2. Le Silurien semble représenté par l'Ordovicien seulement : le Gothlandien étant absent (ou représenté par des roches qui n'ont pas l'aspect normal sous lequel elles affleurent au Nord du massif).

3. L'intensité et l'étendue du métamorphisme de contact sont bien moins remarquables au Sud qu'à l'Ouest du massif granitique de Diélette. Malgré cela, les schistes à Calymènes renferment une couche de minéral riche en magnétite, et ceci à une distance du massif qui atteint, par endroits, 1 km (fig. 34).

On sera donc enclin à croire, que pour le développement de la magnétite, il suffisait d'un métamorphisme assez faible (cf. chap. IV, p. 126).

2. LE DEVONIEN DU COTENTIN.

Géographiquement, on peut grouper les affleurements du Dévonien dans le Cotentin en trois zones : zone septentrionale constituée par les bassins de la Saye et de la Soudre; zone occidentale (ou médiane) qui comprend le secteur de Moitiers d'Allone, Carteret et Barneville; et zone orientale (ou méridionale) qui renferme les affleurements de Saint-Jorès et Sainte-Suzanne (fig 2). Il conviendrait toutefois de reprendre terme par terme la série fondamentale retenue lors de l'étude régionale (chap. I) et d'y replacer les différents affleurements des trois zones géographiques.

1) LES SCHISTES DU SAUVAGE.

a) Zone septentrionale :

La coupe de Saint-Sauveur-le-Vicomte à Bricquebec de P. DALIMIER (1861) offre la succession la plus com-

plète de cette zone. On peut rapporter à l'horizon le plus bas, stratigraphiquement, du Dévonien inférieur les grès verts sombres à *Pleurodictyum problematicum* (1) GOLDFUN, les grès et les schistes sableux qui affleurent à Néhou.

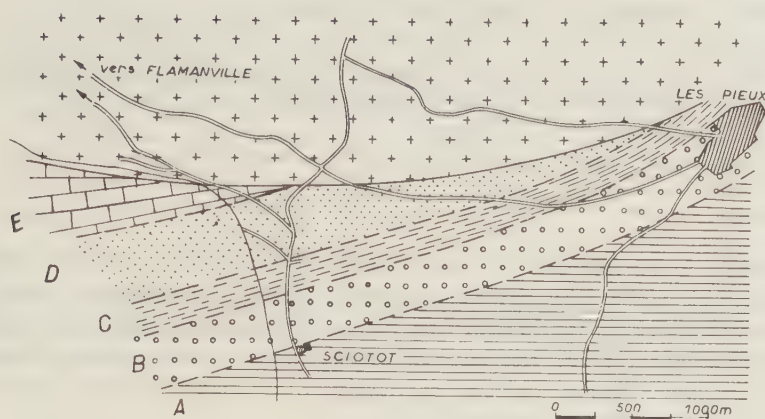


FIG. 34 — Schéma des affleurements au Sud du massif granitique de Flamanville.

- A — Schistes cambriens
- B — Grès armoricain
- C — Schistes à Calymènes
- D — Schistes et grès de l'Ordovicien supérieur
- E — Dévonien inférieur.

Au bord du bois du Part (Lande de Néhou) DALIMIER donne la série suivante (de bas en haut) :

1. Grès verts et sombres à *Pleurodictyum problematicum*, GOLDFUN.
2. Grès bleus.
3. Schistes sableux jaunes et bruns, avec des veinules d'hydroxyde de fer.
4. Grès plus tendres, blancs ou jaunâtres avec *Homalonotus* et *Orthoceras*.
5. Calcaire très fossilifère alternant avec des lits de schistes noirs, au milieu desquels on trouve des lentilles de calcaire argileux.

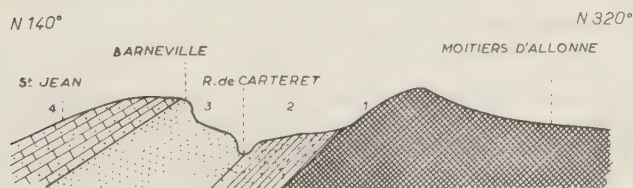


FIG. 35 — Coupe verticale entre Moitiers d'Allonne et St-Jean (d'après DALIMIER, 1861).

- 1 — Silurien
 - 2 — Schistes et grès
 - 3 — Grès à Orthis
 - 4 — Grauwackes calcaires
- } Dévonien

(1) C'est un fossile commun pour tout le Dévonien inférieur.

Entre la Saye et Briquebec, la base du Dévonien est formée, selon DALIMIER, de grès très durs, verts ou rougeâtres, renfermant *Natica contentina* et des *Crinoïdes*, qui surmontent les schistes ampéliteux de Briquebec.

A Vretôt, les roches dévoniennes sont concordantes avec les schistes ampéliteux à nodules pyriteux du Gothlandien supérieur. La base de ces roches, formée de schistes verdâtres micacés azoïques qui s'alternent en haut avec des grès de la même couleur, surmontés par des schistes à *Encrines*, peuvent être rapportés, vraisemblablement aux schistes du Sauvage de la base de la série type.

DALIMIER distingue, à cet endroit, trois parties de roches dévoniennes (de bas en haut) :

1. Schistes et grès verdâtres azoïques.
2. Schistes avec *Encrines*.
3. Un massif puissant de grès durs avec *Orthoceras*, *Avicules*, et des bivalves.

b) Zone occidentale :

P. DALIMIER indiqua qu'au pied de la chaîne silurienne de Moitier d'Allone, la base du Dévonien est représentée par des lits de grès très compacts, en alternance avec de petits lits de schistes (bande 2, fig. 35) surmontés par des schistes micacés. C'est pratiquement le même faciès que présente l'ensemble des schistes du Sauvage reconnu dans la zone septentrionale. Au même terme inférieur, on peut rapporter la série des schistes micacés et chloriteux, intercalés de petits bancs (parfois lenticulaires) de grès verdâtre à muscovite et chlorite, qui affleure dans le bas de l'escarpement de Carteret.

Ces grès compacts et schistes micacés sont surmontés par un ensemble de bancs épais de grès verts à taches ferrugineuses, contenant des débris de *Pleurodictyum problematicum*, puis par un autre ensemble de calcaire, intercalé de lits de schistes verdâtres à gros *Spirifer* et de petits bancs de grès micacés, dans lequel on retrouve la faune de Néhou.

c) Zone méridionale :

A l'est de la Hay-des-Puits, P. DALIMIER a reconnu des grès compacts avec quelques empreintes d'*Orthis* associés à des schistes azoïques, qui peuvent être logiquement rattachés au terme inférieur de la série type du Dévonien inférieur. Par analogie, les grès verts à *Pleurodictyum* qui supportent des calcaires dévoniens à Sainte-Suzanne sont à incorporer dans le même terme inférieur.

Conclusions.

Quoi qu'il en soit des roches qui représentent le terme inférieur du Dévonien inférieur, on ne reconnaît guère de variations latérales du faciès de ce terme. C'est ainsi que les schistes du Sauvage, intercalés de petits bancs de grès sont reconnaissables sous le même faciès dans tout le Cotentin : à la base des grès qui tendent, vers le haut, à un faciès schisteux plus fin.

DALIMIER décrivait ce terme comme « assises de grès » qui commencent par des schistes verdâtres en bancs assez épais n'offrant souvent qu'une seule ligne fossilifère; le *Pleurodictyum* y est le fossile le plus fréquent.

A première vue, ce terme de schistes et grès correspondrait à l'ensemble inférieur silico-alumineux de la série type des roches dévoniennes métamorphisées à Diélette (voir p.86).

2) LES GRES A ORTHIS MONNIERI.

a) Zone septentrionale :

Les grès tendres fossilifères, qui surmontent les grès et schistes inférieurs au bord du bois du Part (voir p.97), ainsi que le massif puissant des grès fossilifères qui surmonte les schistes et grès de la base du Dévonien à Vretôt (voir p.97) montrent des particularités qui permirent à P. DALIMIER de les distinguer des assises inférieures, bien qu'il n'admette pas qu'ils constituent un terme litho-stratigraphique distinct. Malgré cela, on peut a priori, rattacher ces assises au terme de grès à *Orthis monnieri*, de la série du Mont-Saint-Pierre (MICHEL-LÉVY, BIGOT, DANCEARD; tab. II, page 32).

b) Zone occidentale :

L'ensemble des bancs épais de grès verts à taches ferrugineuses contenant des débris de *Pleurodictyum problematicum*, de la série des Moitier d'Allonne, (voir fig 35), ainsi que les grauwackes schisteux, peu calcaires, et fossilifères qui constituent l'escarpement de la pointe de Carteret, peuvent être également incorporés au terme du grès à *Orthis monnieri*.

Ces grauwackes schisteux de Carteret sont verts ou bruns, micacés, chloriteux, ferrugineux et parfois calcaires, avec quelques intercalaires de grès quartzitiques peu calcaires. On y trouve quelques filonnets de calcite. Les fossiles, parmi lesquels DALIMIER rappelle *Spirifer pellico*, d'ARCHIAC et VERNEUIL, *Pleurodictyum problematicum*, GOLDFUN, *Leptœna murchisoni*, d'ARCHIAC et VERNEUIL, *Retepora*, et de grands *Encrines*, sont plus ou moins fréquents.

Ce même faciès grauwackeux se retrouve encore plus au Sud à Barneville, où il se montre strictement identique à celui de Carteret.

c) Zone méridionale :

Dans cette zone on ne reconnaît aucun faciès comparable à celui des grès à *Orthis monnieri*, entre les grès et schistes inférieurs et les calcaires supérieurs.

CONCLUSIONS :

Beaucoup plus que les grès et schistes de la base du Dévonien, le terme de grès à *Orthis monnieri* montre une variation lithologique latérale assez remarquable : au Nord, il est représenté par du grès fossilifère (peu calcaire) ; plus au Sud (zone occidentale), il est représenté par un ensemble de grauwacke schisteux et fossilifère, plus ou moins calcaire ; tandis que dans la zone méridionale, on ne le reconnaît plus, étant vraisemblablement indistinguable des assises calcaires plus hautes. On est donc en présence d'une variation latérale, des grès aux grauwackes, puis aux calcaires, en progressant du NW au SE.

Ce terme gréseux et grauwackeux me semble logiquement comme l'équivalent non métamorphique des cornéennes micacées, avec ou sans minéraux opaques, qui constituent la base de l'ensemble moyen calcaire de la série type de Diélette (voir p. 86).

3) Les calcaires :

a) Zone septentrionale :

Un peu plus au Sud de Bricquebec et au Nord de Néhou, P. DALIMIER a reconnu un ensemble calcaire et fossilifère qui appartient au Dévonien inférieur (vu la présence de *Pleurodictyum problematicum*, GOLDFUN) qui surmonte les schistes et grès inférieurs. Dans une coupe de cet ensemble à Pont-à-Boucher, on reconnaît les assises suivantes (de bas en haut) :

1. Calcaires en bancs épais alternant, par endroits, avec des schistes noirs renfermant des nodules calcaires.
2. Schistes associés à des petits bancs de grès tendres... 10 m.
3. Calcaires gris, à structure mosaïque et très fossilifère... 6 m.
4. Schistes roux et bleus, alternant dans leur partie supérieure avec des bancs de grès pétris d'empreintes d'*Encrines* et de *Pleurodictyum problematicum*... 28 m.
5. Lits de grès schisteux brun très fossilifère... 3 m.
6. Grès à contours colorés, à *Encrines* et *Brachiopodes*, se mêlant à des schistes fossilifères... 18 m.
7. Grès blancs à *Spirifer*... 4 m.
8. Schistes et petits bancs gréseux avec *Pleurodictyum* et *Encrines* de grande taille... 40 m.

Aux environs de Surtainville, le calcaire dévonien renferme les mêmes fossiles que ceux des calcaires de Néhou-Bricquebec (voir p. 30). P. DALIMIER nota qu'à la base de cet ensemble calcaire on trouve des schistes à *Spirifer* et *Térébratules* (bande 1, fig. 36) suivis vers le haut par un massif puissant de calcaire exploité, formé de bancs alternant, comme à Néhou, avec des schistes noirs (bande 2, fig. 36). Plus au Nord, à la hauteur de Hauteville, ces calcaires sont surmontés par des grès et des schistes à gros *Spirifer*, qui se présentent en forme de nombreux petits bancs (banc 3, fig. 36).

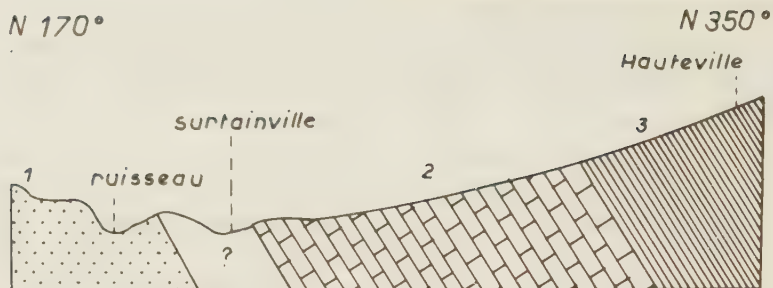


FIG. 36 — Coupe verticale entre Surtainville et Hauteville.

- 1 — Grès inférieurs
- 2 — Calcaires Dévonien
- 3 — Schistes supérieurs.

Au sujet du calcaire de Surtainville, les quelques affleurements que j'ai pu trouver permettent de reconnaître un calcaire gris cristallin, très fossilifère, renfermant des petits lits de schiste noir un peu gréseux et un peu calcaire. Plus au Nord, entre Surtainville et Hauteville, au lieu dit Klybec (fig. 37), on reconnaît un affleurement d'un calcaire disposé en petits bancs. A Hauteville et Pierreville, affleure en gros bancs un calcaire cristallin fossilifère.

Dans une carrière dite « à Béjin », qui aurait été exploitée pour du plomb et du zinc, affleurent des calcaires cristallins et des calcarénites fossilifères (à *Crinoïdes*) coupés par de nombreux filons de calcite. D'après un croquis trouvé dans les archives de la mine de Diélette, la zone minéralisée (de galène, blende et oxydes secondaires de fer) se présenterait sous la forme d'un filon long de 70 m et dont la puissance serait comprise entre 1,5 et 4 mètres. Je n'ai pu recueillir aucun échantillon qui renferme de la galène ou de la blende.

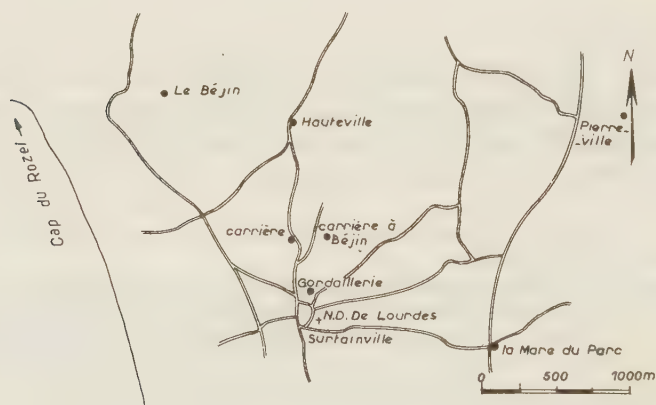


FIG. 37 — Schéma géographique de la région de Surtainville.

En 1951, L. DANCEARD signalait que la grande carrière du four à chaux de Baubigny était remarquable par les changements de faciès qu'elle permet de voir : un calcaire massif à *Polypiers* et *Stromatopores* surmonté par un calcaire formé de petits bancs, passe latéralement à un calcaire gris à *Crinoïdes*, le tout étant surmonté par des calcaires à *Athyris undata*, DEFRANCE. A Portbail, on observe encore, selon DANCEARD, un niveau de grès calcaires à *Rensseloeria*, au-dessus des derniers bancs calcaires.

b) *Zone occidentale* :

P. DALIMIER nota que le calcaire dévonien peut être observé sur une faible épaisseur au pied de l'escarpement de Carteret, bien que je n'aie trouvé nulle part une roche comparable à un calcaire.

c) *Zone méridionale* :

A Sainte-Suzanne, deux affleurements du calcaire dévonien m'ont permis de reconnaître un calcaire cristallin, gris rosâtre très riche en fragments de fossiles, couvert d'hématite rouge sur les surfaces des cassures. Plusieurs filons et filonnets de calcite coupent cette formation.

De même, DALIMIER indique la présence d'un calcaire avec des petits lits de schistes et renfermant de gros *Spirifer*, au Sud du village de Saint-Jorès.

CONCLUSIONS :

La formation des calcaires et des schistes noirs, qui renferme les fossiles de Néhou (voir p. 30) reconnue à Mont-Saint-Pierre, peut être retrouvée, avec le même faciès (à quelques petites variations près) aux autres endroits des affleurements du Dévonien dans le Cotentin. Son absence dans la région de Carteret est peut-être due aux effets d'érosion.

Dans la zone septentrionale, cette formation calcaire passe vers le sommet à un faciès gréseux et schisteux (cf. p. 99).

Par métamorphisme de contact, ce terme calcaire aurait donné lieu aux cornéennes rubanées riches en minéraux calciques qui constituent la partie supérieure de l'ensemble moyen calcaire de la série type de Diélette.

De cette étude d'ensemble des roches dévoniennes non métamorphisées du Cotentin, en ressort avec la conclusion générale que nulle part on ne rencontre de minerais ferrifères stratoïdes non métamorphisés. Par contre, P. DALIMIER (1861) a reconnu le long de la route de Saint-Jorès à Périers, une succession de roches violettes, jaunâtres et rouges, pauvres en fossiles, qui s'alternent à la base, en concordance parfaite, avec les calcaires dévoniens et qui sont considérés par DALIMIER comme représentant les roches dévoniennes les plus récentes de la Manche.

On reconnaît dans cette série, de bas en haut, les assises suivantes:

1. Grès et schistes alternant sur une longueur de 50 m.
2. Schistes micacés de couleur rouge ou bleu ciel 4 m.
3. Grès de teinte sombre à gros grains 3 m.
4. Schistes à feuillets très minces, d'aspect terreux, très micacés, rouges ou bleus 20 m.
5. Grès durs, micacés, de couleur sombre 18 m.
6. Psammites violettes 2 m.
7. Grès en plaquettes, durs, de couleurs variées 4 m.
8. Grès jaunâtres, tachetés de rouge, en bancs de 1 à 2 cm, avec de rares fossiles : *Orthis* et *Homanolotus* 8 m.
9. Schistes argileux gris, en feuillets très minces 6 m.
10. Alternance de schistes bleuâtres ou rouge-violet, et de petits bancs gréseux très minces (5 à 10 cm) 20 m.

Cette série supérieure plus ou moins ferrugineuse de Saint-Jorès correspondrait vraisemblablement à l'ensemble supérieur minéralisé de la série type de Diélette, et moins évidemment à la série des schistes ardoisiers, micacés, peu calcaires et assez riches en minéraux opaques, qui affleure au NW de Mont-Saint-Pierre (voir p. 33).

En concluant, il conviendrait de signaler que *si toutefois les homologues épimétamorphiques des minerais de fer de Diélette ne sont pas connus ailleurs, c'est que nulle part, sauf peut-être à Saint-Jorès, qui est déjà éloigné de Diélette (environ 30 km), les couches correspondantes n'affleurent pas.*

Arrivé à cette conclusion, il ne me semble pas inutile d'étendre la zone de recherche des homologues sédimentaires du Dévonien inférieur jusqu'à la Bretagne. Cependant, il n'est pas dans mon intention de reprendre avec le même détail les résultats des travaux antérieurs, mais simplement de rappeler la synthèse de Ch. BARROIS (1898) en rapprochant quelques remarques de F. KERFORNE (1911 à 1919) sur la localisation stratigraphique des minerais de fer des Côtes du Nord.

3. LE DEVONIEN DE LA BRETAGNE.

En 1898, BARROIS donnait la classification suivante des roches dévoniennes de la Bretagne (de bas en haut) :

Dévonien inférieur	A. Schistes grossiers et grès : 1.000 m.	Schistes et quartzites de Plougastel (<i>Gédinnien</i>). Grès de Gohard (<i>Taunusien</i>).
	B. Schistes et grauweekes avec récifs et amas calcaires : 500 m.	<i>Coblencien</i>
Dévonien moyen et supérieur	C. Schistes à nodules calcaires ou siliceux : 100 m.	— <i>Eifelin</i> (Dév. moyen) ; — Schistes de Rostellec : <i>Famménien</i> (Dév. sup.).

On se rend compte facilement de la similitude lithologique entre les roches dévoniennes de la Bretagne et celles du Cotentin, bien que l'on ne puisse pas retenir, comme vraisemblable, la classification chronologique de Ch. BARROIS.

C'est ainsi que le terme inférieur dans la classification de BARROIS (schistes *grossiers* et grès) correspondrait aux schistes du Sauvage et à l'ensemble inférieur silico-alumineux de la série type de Diélette. Quant au terme moyen de la Bretagne, il correspondrait aux deux unités : grès à *Orthis monnieri*, et calcaires de Néhou; autrement dit, il correspondrait à l'ensemble moyen calcaire de la série de Diélette. Enfin, le terme supérieur de BARROIS pourrait être, sous toute réserve, l'équivalent de l'ensemble supérieur minéralisé de Diélette.

A la pointe de Lanvex (presqu'île de Kelerne) FRAPOLLI (1) a décrit la succession suivante des roches dévoniennes (de bas en haut) :

1. Grès, schistes et grauweekes.
2. Schistes, argiles et *minerais de fer*.
3. Grès avec un peu de schistes.
4. Schistes avec quelques couches de grès à *Orthis striatula* SCHOLTHEIM et *Spirifer macropterus*, ROEMER.
5. Calcaire noir et schistes (fossiles de Néhou).
6. Etage schisteux verdâtre remarquable par l'absence de grès.

On s'aperçoit, par cette succession, que la position stratigraphique des minerais de fer dévoniens en Bretagne n'est pas analogue à celle des minerais de fer de Diélette.

(1) D'après KERFORNE (1919).

A propos de ces minerais bretons, F. KERFORNE (1911, 1912, 1913 et 1919) a publié des notes dont nous retenons ici quelques remarques intéressantes :

1. Dans la région de Gouarec (Côtes-du-Nord), on trouve des intercalations de minerais de fer, qui n'étaient pas encore bien connues à l'époque, dans les grès à *Orthis monnieri*.

2. Les schistes coblenciens et les schistes calcaires du Dévonien moyen (cf. classification de BARROIS) contiennent des bancs de fer carbonaté de couleur sombre, exploités également à Gouarec.

3. Les faciès du Dévonien dans les localités minéralisées sont différents des faciès classiques du Dévonien tels qu'on les retrouve, par exemple, dans le Synclinal Médiann.

4. A quelques endroits, le Dévonien est plus ou moins métamorphisé. C'est ainsi qu'à Bas-Vallon, par exemple, le métamorphisme a eu pour effet de transformer le fer carbonaté en fer magnétique.

5. Les minerais de fer de Pas (Côtes-du-Nord) sont dus à une oxydation superficielle d'une couche de pyrite intercalée dans des schistes à faciès ampéliteux, situées un peu au-dessous du grès à *Orthis monnieri* (Dévonien inférieur). Mais ceci n'est valable que pour une partie de la couche, car la zone pyriteuse est localisée et on trouve en-dessous d'elle une couche de minerai de fer carbonaté et sédimentaire, selon KERFORNE.

Toujours selon le même auteur, les niveaux géologiques où l'on trouve ces formations ferrifères s'étendent, si l'on envisage l'ensemble du massif breton, depuis les premières assises du Dévonien inférieur jusqu'au Dévonien moyen compris.

De ce rappel sommaire, on admet le rôle important du passage latéral des roches dévoniennes en Bretagne, ainsi que la présence de minerais ferrifères le long de la série dévonienne, ce qui n'est pas le cas à Diélette.

CONCLUSIONS DE L'ETUDE LITHO-STRATIGRAPHIQUE :

Vu les éléments que nous possédons actuellement, on peut assimiler définitivement les séries épimétamorphiques du Dévonien du Cotentin à la série métamorphisée de Diélette de la façon suivante :

Dévonien non métamorphique du Cotentin	Dévonien métamorphique de Diélette	Position dans la série-type
Assises schisteuses, gréseuses et ferrugineuses de Saint-Jorès.	Cornéennes micacées amphiboliques ou pyroxéniques riches en magnétite, avec des couches ferrifères.	Ensemble supérieur minéralisé.
Calcaires et schistes de Néhou.	Cornéennes rubanées pyroxéniques, grenatifères et épidotiques.	Ensemble moyen calcaire.
Grès et grauweekes (passant en roches calcaires au Sud).	Cornéennes micacées à minéraux calciques.	
Schistes et grès.	Cornéennes micacées à andalousite et cordiérite.	Ensemble inférieur silico-alumineux.

Quoi qu'il soit la nature des roches dévoniennes, qui affleurent dans le Cotentin, quelques variations latérales lithologiques se font sentir dans la série type de ces roches. Tout particulièrement, c'est en suivant du N-W vers le S-E, la nature lithologique des roches représentant le terme de « Grès à *Orthis monnieri* » qu'on s'aperçoit de cette variation latérale. Ces roches passent des grès dans la zone septentrionale aux grauwackes plus ou moins calcaires dans la zone occidentale, vers des roches calcaires, indistingables du terme calcaire qui les surmonte, dans la zone méridionale. C'est seulement dans cette zone méridionale (à Saint-Jorès) que l'on reconnaît un ensemble supérieur formé de grès et de schistes assez riches en oxydes de fer, qui surmonte le terme calcaire.

Il serait toutefois utile de dégager ici, autant que possible, le curieux problème sédimentologique que pose l'approche de la phase orogénique bretonne qui va s'ensuivre en Normandie.

Ainsi, la base de la série type du Dévonien de Diélette représenterait, par ses faciès, un cycle sédimentaire qui ressemble, de près ou de loin, à un cycle régressif (1) : les schistes ampéliteux du Gothlandien supérieur passent en haut vers les schistes et grès de la base du Dévonien inférieur, eux-mêmes surmontés par des grès et grauwackes à *Orthis monnieri*. Ce cycle comme régressif, est suivi vers le haut par un ensemble marqué de plusieurs fluctuations lithologiques, à moyenne et petite échelles : le sommet de l'ensemble calcaire ainsi que l'ensemble supérieur minéralisé (voir p. 86). Ces fluctuations se font sentir le plus clairement dans les bandes stériles qui renferment les couches minéralisées (voir p. 91) (2).

Ces fluctuations lithologiques pourraient correspondre à des séquences transgressives et régressives, ou bien à une sédimentation rythmique. L'oblitération des structures sédimentaires, comme les diatèmes par exemple, qui peuvent trancher la signification de ces fluctuations, nous oblige à une prudence vis-à-vis des interprétations sédimentologiques.

Cette instabilité lithologique, ainsi que le cycle comme régressif antérieur, ne traduisent-ils pas la fin du comblement de l'avant-fosse normande, en relation avec les prémices de l'orogénèse bretonne ?

(1) Ceci étant sous toutes réserves ; les caractères des apports continentaux interviendraient comme facteur important déterminant la nature des sédiments.

(2) Dans de telles fluctuations, les fins des régressions sont normalement plus riches en fer que les fins des transgressions (cf. BUBENICEK, 1960).

CHAPITRE III

LA TECTONIQUE DU GISEMENT FERRIFERE

A. — INTRODUCTION.

Lors de la conclusion de la première partie, la géologie du massif de Flamanville et de sa périphérie a été logiquement rattachée, régionalement, à l'histoire orogénique du massif armoricain. Néanmoins de nombreuses précisions concernant tant la stratigraphie que la tectonique manquaient encore : on devait les rechercher à une échelle plus réduite.

On vient d'exposer les observations lithostratigraphiques à l'échelle minière, et leurs interprétations qui nous ont conduit à certaines conclusions à l'égard de l'histoire géologique du gisement et de sa corrélation stratigraphique. Ne convient-il pas de rechercher des arguments tectoniques à cette même échelle minière afin de préciser de plus en plus l'histoire géologique du gisement, histoire qui constitue l'objectif ultime de cette étude ?

C'est ainsi que dans cet esprit, et tout en gardant présente à la pensée la particularité des traits tectoniques du secteur, que j'aborde la discussion de la tectonique du gisement ferrifère de Diélette.

B. — LES TRAITS TECTONIQUES.

Les traits tectoniques fondamentaux qui caractérisent le gisement ferrifère de Diélette se distinguent en deux entités :

- Le synclinorium de Diélette (tectonique souple).
- Les failles qui le coupent (tectonique cassante).

Il conviendrait, à mon avis, de discuter tout d'abord, la structure tectonique du gisement telle qu'on la reconnaît au fond de la mine, puis d'entamer ensuite la description des traits structuraux manifestés au jour, avec une extrapolation corrélatrice entre la surface et le fond.

LES TRAITS TECTONIQUES AU FOND DE LA MINE.

Un examen de la coupe verticale présentée fig. 11 permettrait au lecteur de voir plus facilement la disposition structurale de l'ensemble minéralisé.

C'est ainsi qu'on reconnaît trois plis synclinaux : (du SE vers le NW) : le premier, le deuxième et le troisième synclinal, séparés par deux relèvements anticlinaux : le premier et le deuxième anticlinal.

Dans la partie SE de la mine, on rencontre tout d'abord le premier synclinal dont le centre est occupé, à environ 300 m au Sud du travers-banc du niveau 90, par la septième couche de minerai. C'est un synclinal dissymétrique : son flanc SE pente plus abruptement que son flanc NW. Son axe est dirigé N 55°-N 235°. Longitudinalement, ce pli est reconnu grâce aux travaux miniers sur une distance d'environ un kilomètre : 200 m du côté N-E des travers-bancs principaux et 800 m de leur côté S-W (voir fig. 12). Du côté NE et sur 600 m du côté SW, le pli plonge vers le S-W, plongement dont le degré varie entre 22° à l'extrémité NE, 11° aux travers-bancs et 0° à 600 m du côté SW. Là, la direction du plongement commence à se renverser (vers le NE) atteignant l'amplitude de 12° à l'extrémité SW des travaux miniers.

C'est donc un pli double plongeant, par analogie de l'ensemble synclinorial (voir page 107).

Sur les flancs du premier synclinal, on retrouve la première, la deuxième, la sixième et la septième couches de minéral.

Plus vers le NW, on retrouve le premier anticlinal dont la charnière est coupée par une faille directionnelle très proche du plan axial. Cet accident, quasi vertical et peu courbé, dont la direction moyenne est N 60°-N 240°, coupe le flanc ouest de l'anticlinal. Le premier synclinal (au S-E) est remonté par rapport au deuxième (au N-W). C'est ainsi que le flanc S-E de l'anticlinal est relativement réduit (voir fig. 11).

Cet anticlinal est suivi vers le NW par le deuxième synclinal. Par analogie avec le premier, ce synclinal est dissymétrique, ayant le flanc NW plus abrupt que celui de SE. Double plongeant, également, ce pli est moins étendu en longueur (NE-SW) que le premier.

C'est ainsi qu'au deuxième synclinal la couche 2 (nommée aussi couche 4, voir page 109) se ferme en courbe péri-synclinale, d'un côté à 100 m au NE du travers-banc du niveau 150, et de l'autre côté à 600 m seulement au SW du même travers-banc. Par contre cette même couche s'étend au premier synclinal sur une longueur proche d'un kilomètre. Ceci vient du fait que les plongements (dans les deux directions) de ce deuxième synclinal sont sensiblement plus abrupts que ceux du premier.

L'axe de ce synclinal s'accorde vaguement avec une deuxième faille directionnelle, dirigée N 45°-N 225°, avec un rejet de 3 à 4 mètres de son côté NW. En outre, on remarque le long de cet axe quelques éboulements qui le rendent plus ou moins sinueux.

Plus au NW, on rencontre une zone extrêmement faillée qui correspondrait à la charnière du deuxième anticlinal.

En effet, la nouvelle couche qui suit (vers le NW) cette zone faillée montre un pendage très abrupt (85° à 87°) vers le NW.

Dans la continuation du travers-banc du niveau 150, au-delà de la nouvelle couche, le pendage des strates s'adoucit progressivement pour aboutir au nul, au fond d'un synclinal, le troisième, très ouvert.

Les mesures de pendage entre la nouvelle couche et le flanc NW du troisième synclinal donnèrent les résultats suivants :

Distance du toit de la nouvelle couche	Pendage (1)	Distance du toit de la nouvelle couche	Pendage
22 m	81° NW	154 m	6° SE
57 m	46° NW	167 m	8° SE
128 m	20° NW	173 m	9° SE
134 m	18° NW	195 m	12° SE
140 m	10° NW		
148 m	0° (2)	200 m	18° SE

(1) Mesuré sur les litages et rubanements des cornéennes.

(2) Axe du troisième synclinal.

La variation du pendage entre 22 et 57 m est brutale et souligne l'allure dissymétrique du mouvement synclinal.

Il ressort également, des observations relatives à ce synclinal que sa zone axiale est peu faillée alors que les flancs SE et NW sont accidentés par de nombreuses cassures dont le rejet vertical apparent est difficile à prévoir, puisqu'aussi bien ces accidents peuvent avoir joué longitudinalement de manière directionnelle par rapport aux couches et à l'axe du synclinal.

Peu élaboré par les travaux miniers, ce synclinal ne nous laisse pas de possibilités pour préciser davantage ses critères tectoniques.

Tout cet ensemble des trois synclinaux et deux anticlinaux est coupé (au N-E des travers-bancs) transversalement par un accident majeur : la faille de Guerfa.

Cet accident qui se dirige N 125°-N 305° avec un pendage de 55° vers le NE, est une *faille normale* : son rejet est sur le même côté que son pendage (côté NE). Le plan de cet accident est généralement rempli par une matière argileuse très friable qui peut atteindre un mètre d'épaisseur, alors que les plans des failles directionnelles où manque cette matière argileuse, sont normalement ouverts de quelques millimètres.

Il conviendrait de noter ici que la plus grande majorité des eaux de mer qui s'infiltrent au fond de la mine passent à travers les accidents transversaux (grands ou petits) tandis que les failles directionnelles restent normalement très peu ou non aquifères.

Au-delà de la faille de Guerfa, la deuxième couche de minerai sur le flanc N-W du premier synclinal, a été retrouvée, avec un déplacement horizontal d'environ 20 mètres vers le N-W (fig. 12). Par contre, ce n'est pas le cas pour la nouvelle couche dont on a perdu la trace du côté N-E de la faille (voir pagell0).

LES TRAITS TECTONIQUES AU JOUR.

Au jour, on reconnaît l'ensemble des roches dévoniennes métamorphiques et minéralisées en forme d'un synclinorium assez complexe et double plongeant, qui peut être suivi entre Mont-Saint-Gilles, au Nord, et Siotot, au Sud (fig. 6).

Pli synclinal parce qu'il n'est pas une simple fosse structurale, mais un composé de plusieurs synclinaux et anticlinaux qui constituent, en gros, une dépression synclinale.

Complexe parce qu'il comporte de multiples plissements secondaires très locaux.

Cette dépression tectonique possède un axe courbé qui change de direction progressivement; dirigé presque E-W, dans sa partie septentrionale, cet axe s'approche de plus en plus vers le Nord-Sud au milieu, puis vers l'Est-Ouest dans sa partie méridionale. En gros, il dessine un demi-cercle convexe vers l'Ouest, en parfaite concordance avec le contact du massif granitique de Flamanville, duquel le synclinorium forme une sorte de manteau.

Le synclinorium de Diélette est un pli double plongeant : dans sa partie septentrionale, il plonge vers l'Ouest, le SW et le SSW, tandis que dans sa partie méridionale, il plonge vers l'WNW, le NW et le Nord. Le point de renversement de la direction de plongement se situe près de l'anse de Bidale (voir page), où l'on retrouve un petit anticlinal dont l'axe se dirige N 12° et plonge de 22° NNW. Plus au Nord, les rares plis qu'on peut observer montrent une direction moyenne de 30° avec un plongement de 20° vers le SSW.

A l'intérieur de ce pli, on peut reconnaître, comme le permettent les marées basses, quatre plis de deuxième ordre : deux synclinaux et deux anticlinaux (fig. 38).

Au Sud de la grande jetée de Diélette, on ne peut voir que les deux plis qui forment la partie NW de l'ensemble : un synclinal assez ouvert (qu'on peut appeler le synclinal de la jetée, et qui correspondrait au deuxième synclinal du fond de la mine) suivi vers le NNW par un anticlinal plus aigu (qui correspondrait au deuxième anticlinal du fond). Le flanc SE du synclinal de la jetée est coupé par un petit accident directionnel, la faille de la jetée, dirigée N 80°-N 260°, ayant un petit rejet (d'environ 4 mètres) sur son côté septentrional. Les deux autres plis (premier synclinal et premier anticlinal) qui constituent la partie S-E du syn-

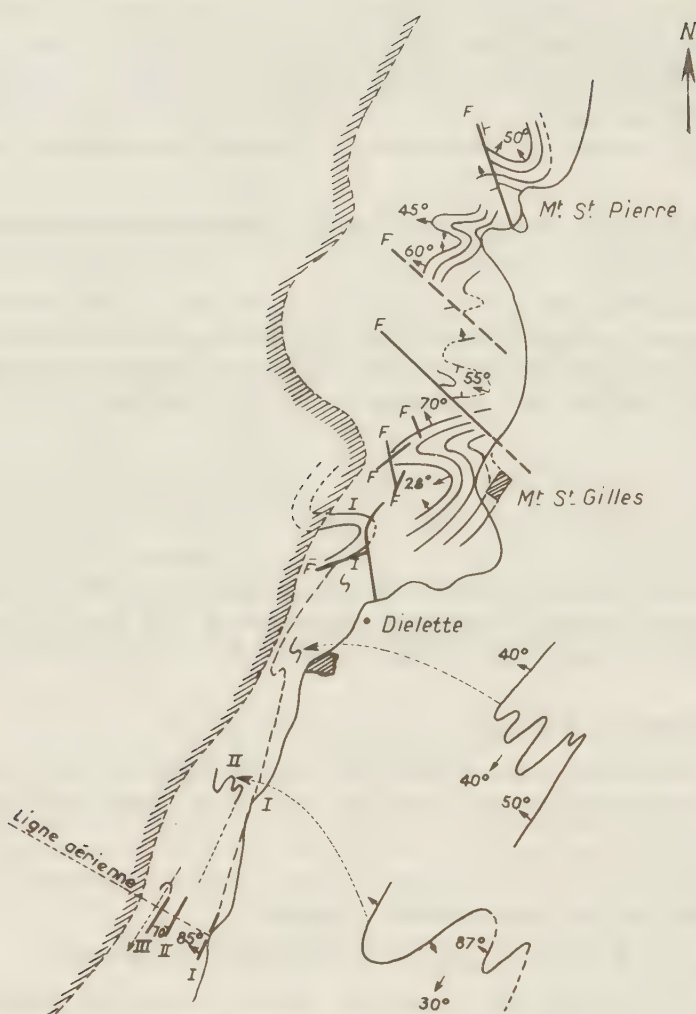


FIG. 38 — Croquis des traits tectoniques très locaux des environs de Diélette.

clinorium sont coupés à la grande Jetée, par le massif granitique, mais ils se montrent à partir de 200 mètres au Sud de cet endroit où l'on peut voir également le deuxième synclinal, alors que le deuxième anticlinal y est toujours submergé par la mer (voir p. 56). Ces quatre plis sont encore compliqués par des plissements très locaux (de troisième ordre). Du côté occidental, le reste des plis qui constituent le synclinorium (troisième synclinal, etc...) est complètement submergé même durant les basses marées.

La fig. 38 montre un croquis des traits structuraux qu'on peut observer entre Mont-Saint-Pierre et la ligne aérienne de transport de la mine. La région comprise entre Mont-Saint-Gilles et Mont-Saint-Pierre renferme des plissements très compliqués et mal corrélés avec le reste du synclinal de Diélette. C'est principalement à cause des accidents, qui coupent cette région et qui dérangent les traits du plissement, qu'une telle corrélation est rendue très difficile.

N. R. MARTIN (1953) a signalé qu'à cet endroit, il y a une zone d'intense clivage de fracture, où le plissement des roches (dévonniennes) est accompagné par maintes petites failles directionnelles (fig. 5, pl. I). Selon MARTIN, on reconnaît ici des phénomènes de structures alpines sur une petite échelle, structures qui comprennent boudinage, structures imbriquées, plissements couchés (fig. 6, pl. I) et éboulements, le tout en un mélange autoclastique général.

Juste au pied de Mont-Saint-Gilles, on distingue un synclinal (la continuation du synclinal de la jetée) dont l'axe se dirige N 85°, en plongeant 45° vers l'Ouest. Ce synclinal est suivi, vers le Nord, par un anticlinal plus aigu. Sur le côté NE de la faille transversale du platé (voir p. et fig. 38) qui coupe d'ensemble de ces deux plis, on retrouve le flanc Sud d'un autre synclinal dirigé ESE WNW, et plongeant vers le WNW.

Maintes cassures et failles coupent cet ensemble des plis de Mont-Saint-Gilles.

Plus au Nord, un peu au Sud de Mont-Saint-Pierre, on peut reconnaître un ensemble de deux anticlinaux et deux synclinaux limités, au Sud, par la faille du Platé et au Nord par la faille de la Pêcherie. Du côté E.N.E. de cette dernière, qui est une faille directionnelle coïncidant avec l'axe d'un anticlinal, se trouve un autre synclinal dirigé SE-NW et plongeant de 50° vers le NW. Là, les roches sont très plissotées et présentent une bonne démonstration des plis pygmiques (voir fig. 9, pl. III).

L'ASSIMILATION DES COUCHES MINERALISEES LES UNES AUX AUTRES.

La corrélation des couches de minerais qui affleurent au jour avec celles connues au fond de la mine s'avère d'autant plus compliquée que les premiers exploitants de la mine, ignorant la structure tectonique du gisement, nommaient ces couches par des chiffres qui correspondaient à l'ordre de leur découverte. Or, vu le mouvement plissé qu'a subi l'ensemble, une couche donnée peut être rencontrée plusieurs fois dans le même travers-banc.

Ainsi qu'il est indiqué intérieurement (page 56), on ne connaît au jour que les affleurements de trois couches minéralisées : la première, la deuxième et la troisième. Cependant, on distingue au fond de la mine huit de ces passages minéralisés : la première, la deuxième, la troisième,, la septième et la nouvelle couche. Il conviendrait maintenant de restreindre ce nombre de passages, qui représentent des couches répétées, en les identifiant avec les couches reconnues au jour.

Pour la première couche, il n'y a aucun problème : elle se correspond parfaitement au jour et au fond.

Quant à la deuxième, il n'en est pas de même. Lorsque cette couche fut découverte, au fond de la mine, sur le flanc SE du premier synclinal, on lui attribua le nom de couche 2 (ayant découvert auparavant la première couche). Mais lorsqu'elle a été retrouvée sur le flanc NW du même synclinal, séparée en deux bancs (banc du mur et banc du toit) par un intercalaire stérile, on la baptisa « quatrième couche ».

En effet, on avait déjà découvert la troisième couche, qui ne se présente qu'au travers-banc 90 sur une longueur de 4 mètres avec une épaisseur moyenne de 25 cm. C'est une couche lenticulaire qui correspondrait au passage de cornéennes micacées très riche en minerai retrouvé au jour et présenté fig. 17 (voir aussi page 58).

Plus tard, on a traversé la même couche sur le flanc SE du deuxième synclinal où elle se présente sous la forme de trois passages séparés par deux bancs d'intercalaire stérile. On a donc baptisé le troisième nouveau passage minéralisé « la cinquième couche » (qui est pourtant stratigraphiquement plus basse que la quatrième).

Bien que cette cinquième couche n'ait pas été découverte sur le flanc NW du premier synclinal au travers-banc 90, les travaux miniers ultérieurs ont prouvé sa présence sur le même flanc au SW du travers-banc 90 ainsi qu'au travers-banc du niveau 150 (voir fig. 12).

On peut donc conclure que la deuxième couche est constituée de trois bancs de minerai séparés par deux intercalaires stériles; de bas en haut ce sont :

- a) la cinquième couche.
- b) le banc du mur de la quatrième couche.
- c) le banc du toit de la quatrième couche.

Ces trois bancs se montrent unis en une seule couche sur le flanc S E du premier synclinal, ainsi qu'aux affleurements du jour. Ceci pose évidemment un problème, spécialement important pour l'exploitant de la mine. Une tentative de résoudre ce problème en fonction de la structure tectonique du synclinorium sera discutée plus loin (page 112).

Quant à la sixième couche du fond, elle correspondrait à la troisième couche reconnue au jour (voir page 58).

Longitudinalement, l'épaisseur de cette sixième couche varie énormément : à proximité des travers-bancs elle ne dépasse guère quelques centimètres; au fur et à mesure que l'on s'éloigne vers le SW des travers-bancs, elle épaissit progressivement pour atteindre 6,5 m (à quelque 600 m des travers-bancs); plus vers le SW elle s'amincit de nouveau. De l'autre côté (NE) des travers-bancs, on perd complètement toute trace de cette couche.

Cette particularité sera discutée avec le problème de la deuxième couche; à mon avis l'explication tectonique est commune aux deux questions (voir page 113).

La septième couche est stratigraphiquement la plus haute dans l'ensemble minéralisé connu jusqu'à nos jours. Aucun affleurement au jour de cette couche ne pouvait être observé : elle est toujours submergée.

La nouvelle couche, elle, n'est pas encore stratigraphiquement en corrélation avec l'ensemble du gisement. La plus récente découverte (le 5 juin 1939), a été nommée « la nouvelle couche » sans que l'on puisse la placer dans la succession stratigraphique.

Evidemment, un tel problème de prime importance pour l'exploitant, attire l'intérêt d'un métallogéniste et plus spécialement d'un géologue minier. Ce fut le cas ici.

LA NOUVELLE COUCHE.

La corrélation de cette nouvelle couche ou plutôt du troisième synclinal avec la partie S E de la mine, est un problème rendu plus délicat par l'intervention de la zone faillée entre le deuxième et le troisième synclinal : la couche demeure encore sans position définie au sein de la succession stratigraphique de l'ensemble minéralisé.

En examinant la coupe schématique (fig. 11), on constate que l'absence de la première couche sur les deux flancs du premier anticlinal est évidente : elle doit se trouver en-dessous du niveau 150. Par contre, son absence sur les deux flancs du deuxième anticlinal est moins compréhensible. A cet endroit, et là seulement, on reconnaît la nouvelle couche.

On songerait à croire que l'absence de la première couche dans la partie N W de la mine, ainsi que la présence de la nouvelle couche à cet endroit, soient le résultat commun de la combinaison du deuxième relèvement anicliné avec les accidents directionnels qui coupent sa charnière (voir fig. 11).

Devant la difficulté, voire l'impossibilité de préciser le côté du *rejet résultant* de ces failles, soit au fond de la mine, soit au jour (où elles se trouvent au-delà des limites des marées basses) on se trouve devant deux possibilités :

1. Le rejet serait du côté Nord-Ouest :

Dans ce cas, on considérerait la nouvelle couche comme stratigraphiquement plus haute que la première. Cela nous obligerait à supposer la présence, au jour, de minerais au Nord de la grande Jetée de Diélette (voir fig. 38), ce qui ne correspond ni aux observations géologiques, ni aux prélèvements magnétiques (fig. 40).

2. Le rejet serait du côté Sud-Est :

Dans ce cas, on serait encore devant trois possibilités :

a) la nouvelle couche est stratigraphiquement plus basse que la première. Ceci est contredit par l'étude litho-stratigraphique (voir fig. 26) : on ne reconnaît aucune couche minéralisée plus basse que la première (1).

b) La nouvelle couche correspond à la première. Aucune objection tectonique ne peut intervenir pour défavoriser cette hypothèse.

c) La nouvelle couche correspond à l'une ou l'autre des couches supérieures à la première; cette possibilité est déjà éliminée (voir article 1 où le rejet serait du côté Nord-Ouest).

(1) A part quelques minces indices de minerai pauvre qui ne peuvent pas correspondre à la nouvelle couche, épaisse de 6 mètres.

Pourquoi donc la nouvelle couche ne correspondrait-elle pas à la première ?

Des arguments d'ordre significatif peuvent être mentionnés ici en faveur de cette possibilité :

1. La première et la nouvelle couche sont les deux seules qui ne montrent pas, dans le fond exploré par les travaux miniers, une variation directionnelle d'épaisseur. Comme nous allons voir plus tard (page 113), cette variation d'épaisseur semble le résultat d'un amincissement dans les zones des courbes périclinales des fermetures des synclinaux plongeants. De telles fermetures périclinales, pour la première et la nouvelle couches, seraient donc hors de la partie exploitée par la mine (plus au NE d'un côté et au SW de l'autre). Dans une telle condition, il sera difficile d'établir la corrélation de la nouvelle couche avec une autre plus haute que la première, même si c'est la deuxième couche qui montre le phénomène d'amincissement dans les limites de la partie exploitée de la mine.

2. Le fait que la première couche affleure sur le flanc NW du « synclinal de la jetée » (voir fig. 38) avec une épaisseur de l'ordre de 7 mètres, confirme la possibilité de la corrélation de cette couche avec la nouvelle qui est reconnue sur le flanc SE du troisième synclinal au fond de la mine, avec une épaisseur proche (6 mètres).

Là, on doit encore appliquer des arguments lithologiques pour comparer les roches encaissantes de la première couche avec celles de la nouvelle.

On remarque que la cinquième couche qui s'intercale sur le flanc Nord-Ouest du deuxième synclinal est suivie vers le Nord-Ouest, par une bande quartzitique, qui se trouve normalement au mur de cette couche (voir fig. 27) puis par une bande de cornéennes rubanées qui correspondraient bien aux cornéennes intercalées entre la bande quartzitique et la première couche de minerai, en dessous. Coupées de plusieurs failles directionnelles, ces cornéennes rubanées sont suivies vers le Nord-Ouest par des cornéennes amphiboliques avec des intercalaires de cipolin pyroxénique à wollastonite et grenat et des cornéennes micacées, avant d'aboutir à la nouvelle couche qui pente abruptement vers le Nord-Ouest.

Cet ensemble de cornéennes amphiboliques et micacées, à intercalaires de cipolin, pourrait fort bien correspondre aux cornéennes pyroxéniques, amphiboliques, épidotiques, grenatifères et micacées qui se trouvent en dessous de la première couche (bande 5, fig. 26), compte tenu de la légère différence entre le degré du métamorphisme affectant la première couche et celui atteignant la nouvelle (1).

Avant la fermeture de la mine, un sondage montant à partir de l'axe du troisième synclinal au travers-banc du niveau 150 (à 148 m au Nord-Ouest de la nouvelle couche) a été effectué (entre le 18 et le 25 juillet 1962) afin de s'assurer de la présence de la deuxième couche au-dessus, dans le cas où la nouvelle couche serait réellement l'équivalente de la première. Malheureusement, ce sondage n'a pas pu atteindre son but : une importante venue d'eau obligea l'arrêt des travaux qui avaient alors atteint 20,60 m au-dessous du toit du travers-banc.

Néanmoins, l'examen de la carotte retirée laisse peu de doute quant à la présence de la deuxième couche à quelques mètres plus haut (voir page 85).

Deux passages de plus de 80 cm de quartzite pur, au sommet du sondage, permettent de reconnaître sans équivoque la formation du quartzite du mur de la deuxième couche dans le premier et le deuxième synclinal.

Ce passage quartzitique est un indice très significatif de la présence de la deuxième couche à un niveau plus élevé.

En effet, on ne reconnaît nulle part, dans la succession lithostratigraphique de l'ensemble minéralisé, sinon au mur de la deuxième couche (une bande de 14 mètres, voir fig. 27) une telle épaisseur de quartzite qui est, par conséquent, un point de repère très valable.

Au Sud-Ouest du travers-banc du niveau 150, on perd toute trace de la nouvelle couche. Plusieurs travaux de recherches (des galeries et des sondages) ont été effectués afin de retrouver la couche plus à l'Ouest, mais sans aboutir à un résultat positif (voir fig. 12). Il conviendrait de signaler que cette disparition de la couche est toutefois très logique.

(1) On pourrait croire qu'en remarquant l'incomparabilité des roches formant le toit de la nouvelle couche avec aucune des autres roches rencontrées ailleurs, au fond de la mine, N. R. MARTIN aurait négligé, ou oublié, cette différence des degrés du métamorphisme.

En effet, la zone des failles directionnelles qui coupe la charnière du deuxième anticlinal se prolonge vers le Sud-Ouest pour cisailler la nouvelle couche de sa continuation naturelle : la première couche, qui se trouverait plus au Nord-Est de l'autre côté de la zone faillée (voir schéma, fig. 39).

Le plan de cette zone faillée est assez marqué à l'endroit où il coupe la nouvelle couche (à quelque 400 m au Sud-Ouest du travers-banc du niveau 150). On y voit des boules et des fragments de minerai inclus dans des riches mylonitisées et brecciées, traversées de maints filons et filonnets de calcite.

C'est ainsi que la nouvelle couche se retrouverait au-delà de la faille transversale de Guerfa, pour se prolonger vers le Nord-Est.

En conclusion, on peut admettre que la nouvelle couche peut être, logiquement et sans risques majeurs, rattachée à la première : elles ne sont séparées l'une de l'autre que dans la zone des nombreuses failles directionnelles qui coupent la charnière du deuxième anticlinal. Le rejet *résultant* de ces accidents serait donc sur le côté Sud-Est.

AMINCISSEMENT DES COUCHES MINERALISEES ET DE LEURS FORMATIONS INTERCALAIRES.

La variation de l'épaisseur de l'ensemble des couches minéralisées et leurs formations intercalaires peut être démontrée en deux directions : transversalement et directionnellement, par rapport aux axes des plis :

a) *Variation transversale des épaisseurs :*

On reconnaît trois cas :

1. Sur le flanc Sud-Est du premier synclinal, l'épaisseur des couches est minimum.
2. Sur les deux flancs du premier anticlinal les couches présentent une épaisseur maximum.
3. Sur le flanc Nord-Ouest du deuxième synclinal les couches ont une épaisseur intermédiaire.

b) *Variation directionnelle des épaisseurs :*

A l'exception de la nouvelle et de la première couche, toutes les autres couches minéralisées, ainsi que les bandes stériles dans lesquelles elles s'intercalent, montrent un épaississement graduel vers le Sud-Ouest jusqu'à environ 600 m des travers-bancs principaux; plus au Sud-Ouest, elles commencent à s'amincir de nouveau graduellement. C'est ainsi que la sixième couche, par exemple, commence juste au Sud-Ouest du travers-banc 90, par une épaisseur de quelques centimètres qui augmente graduellement vers le Sud-Ouest pour aboutir à 6,50 m à quelque 600 m du travers-banc; puis elle recommence à s'amincir (arrivant à 4,5 m à l'extrémité des travaux miniers) (1).

Bien que N. R. MARTIN (1955) ait attribué cette forme lenticulaire des couches à des variations lithologiques latérales, je constate que c'est un phénomène d'ordre purement tectonique.

On peut mettre en cause les deux entités qui ont dû jouer un rôle primordial dans la disposition structurale de l'ensemble ferrière : le massif granitique et le plissement double plongeant.

La force compressionnelle, dirigée Est-Ouest, qui accompagnait la mise en place du massif granitique de Flamanville et qui entraînait la déformation plastique des couches dévoniennes sur le bord occidental du massif serait donc l'origine de la variation transversale des épaisseurs.

En effet, cette déformation plastique entraîne généralement un accroissement des épaisseurs des couches aux zones des charnières des anticlinaux. C'est bien ce qui s'est produit dans le cas de Diélette : les épaisseurs sont maxima sur les deux côtés de l'axe du premier anticlinal.

(1) C'est à ce phénomène qu'est due également la faible épaisseur de la troisième couche au jour (sixième du fond) au pied du deuxième pilier de la ligne aérienne de la mine (voir page 58) ; au niveau 90 elle ne s'étend pas plus loin que le travers-banc (verticalement en coïncidence avec la ligne aérienne) tandis qu'au niveau 150, elle se ferme en courbe périssynclinale à environ 40 m au Sud-Ouest du travers-banc. C'est un résultat normal du prolongement du synclinal.

Néanmoins la différence en épaisseur des couches entre le premier et le deuxième synclinal est encore perceptible : elles sont plus minces sur le flanc Sud-Est du premier synclinal qui est en contact direct avec le massif granitique. Ne faut-il pas rechercher la cause de ce phénomène dans les effets mécaniques qui ont accompagné la mise en place du granite (voir page 117) ? A mon avis, la réponse est affirmative. La force compressionnelle qui aurait accompagné cette mise en place, et qui se manifeste par les plissements constituant le synclinorium de Diélette, peut être bien considérée comme la cause de l'amincissement des couches dans le voisinage immédiat du massif : le flanc Sud-Est du premier synclinal.

Un phénomène assez particulier, mais toutefois en relation avec la variation des épaisseurs des couches, est celui de la « séparation » de la deuxième couche de minerais en trois unités : la cinquième couche, le banc du mur et le banc du toit de la quatrième couche (voir page 89).

Au jour, cette séparation est très peu reconnaissable.

On distingue quelquefois un intercalaire quartzitique au milieu de la couche qui pourrait correspondre à l'intercalaire entre la cinquième et la quatrième couche.

Plus particulièrement, c'est la séparation de la quatrième couche en deux bancs au fond de la mine, qui démontre la particularité de ce phénomène. Ainsi, en suivant cette quatrième couche sur le flanc Sud-Est du premier synclinal, on ne distingue qu'une seule unité (sans aucun intercalaire *visible*) du côté Nord-Est des travers-bancs principaux, et sur une distance de 300 m au Sud-Ouest des mêmes galeries. Plus loin, vers le Sud-Ouest, un intercalaire assez mince commence à se distinguer au milieu de la couche qui est alors séparée en un banc du mur et un banc du toit; dans le troisième travers-banc du niveau 90 (plus au Sud-Ouest) l'intercalaire est déjà nettement visible (voir fig. 12).

On se rend facilement compte de l'analogie entre l'épaississement des couches longitudinalement aux axes des plis (discuté auparavant) et l'apparition de l'intercalaire de la quatrième couche.

D'autre part, cet intercalaire est toujours visible (mais cependant avec des variations directionnelles de son épaisseur) sur les trois autres flancs des deux synclinaux (premier et deuxième) (1). Encore une fois, l'analogie entre les variations transversales des épaisseurs des couches et l'apparition de l'intercalaire de la quatrième couche n'est pas difficile à saisir.

On remarque en outre, que l'épaisseur intégrale des deux bancs de la quatrième couche varie en harmonie avec l'épaisseur de son intercalaire.

C'est ainsi que l'on peut admettre que la séparation de la quatrième couche, et plus généralement de la deuxième, n'est qu'une manifestation particulière du phénomène, plus général, de la variation des épaisseurs : la couche semble « uniforme » lorsque l'épaisseur de l'intercalaire est si faible qu'il devient indistinguable.

On peut donc conclure que les variations des épaisseurs, ainsi que la séparation de la deuxième couche de minerai, ne sont qu'une manifestation de la particularité des phénomènes tectoniques qui s'imposent sur l'ensemble minéralisé, particularité due principalement à l'intervention du massif granitique.

CORRELATION JOUR-FOND.

La corrélation entre les traits tectoniques observés au jour et ceux connus au fond n'est guère problématique.

C'est ainsi que le synclinal, dont l'axe passe par le deuxième pilier de la ligne aérienne de transport, correspondrait au premier synclinal du fond. Il s'étend jusqu'à environ 300 m au Sud de la grande jetée de Diélette, où il est entièrement coupé par le massif granitique. En outre, le synclinal de la jetée serait l'équivalent du deuxième synclinal du fond, tandis que l'anticlinal qui le suit vers le Nord-Ouest correspondrait au deuxième antioclinal du fond, dont la charnière est coupée par la zone faillée qui sépare le deuxième du troisième synclinal. Ce dernier, ainsi que la nouvelle couche, ne sont guère visibles au jour, étant submergés en permanence.

(1) D'une façon générale, cet intercalaire présente son épaisseur maximum sur les deux côtés de l'axe du premier anticlinal.

On arrive donc à imaginer la disposition tectonique du synclinorium de Diélette de la façon présentée fig. 40, sur laquelle sont tracés, en plus, les contours isomagnétiques du secteur.

Ces contours permettent de prévoir la terminaison, vers le Nord, du gisement, à la grande jetée de Diélette, et sa prolongation vers le Sud-Ouest et l'Ouest où l'on devrait retrouver les minerais dans le troisième (et peut-être le quatrième... etc.) synclinal de l'ensemble du synclinorium.

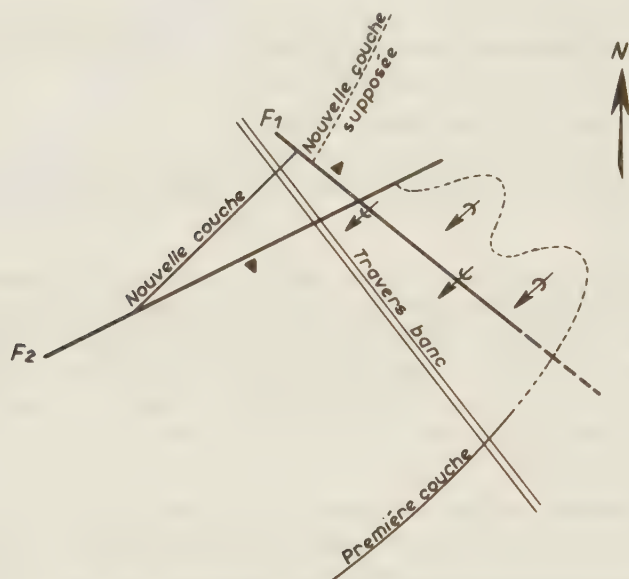


FIG. 39 — Schéma de la relation probable entre la première et la nouvelle couche.

F_1 : faille de Guerfa.
 F_2 : zone des failles directionnelles.

CONCLUSIONS :

Les particularités tectoniques du gisement de Diélette confirment la poussée vers l'Ouest exercée par le massif granitique durant sa mise en place.

En effet, seule cette mise en place du granite peut expliquer raisonnablement les particularités tectoniques qui peuvent être énumérées ainsi :

1. Le plissement transversal du synclinorium de Diélette en synclinaux et anticlinaux de deuxième ordre.

Ce plissement serait intervenu à la suite de la mise en place du granite accompagnée par une force compressionnelle vers l'Ouest.

2. La forme dissymétrique de ces plis, dont les flancs orientaux sont plus redressés que les occidentaux.

C'est un résultat normal de la poussée vers l'Ouest.

3. L'ensemble des plis, qui sont double plongeants, et les plis des axes qui bombent leurs charnières.

Lors des conclusions de l'étude pétrographique des tactites de Diélette (page 92) l'idée que le granite est venu se coucher au-dessus du synclinorium de Diélette a été déduite. Ici on peut encore une fois confirmer cette idée. L'ensellement de l'ensemble synclinal peut être fort raisonnablement attribué à cette superposition : le poids du batholite granitique aurait entraîné la subsidence locale des roches stratifiées devenues alors plastiques.

Ceci est à part des arguments déduits des observations plus globales (la concordance entre l'axe du synclinorium et le contact du massif granitique, etc...) discutés plus haut.

Par analogie, les accidents failleux directionnels de glissements qui cisailent le synclinorium de Diélette, témoignent de cette force de poussée qui accompagnait la mise en place du granite : génétiquement, ces failles peuvent être classées sous la catégorie des « failles compressionnelles » (BILLINGS, 1956). Quant aux failles transversales, moins importantes que les directionnelles (à part celle de Guerfa) elles seraient génétiquement rattachées à l'ensellement des plis, qui aurait conduit au développement d'une force tensionnelle parallèlement aux axes des plis.

La grande majorité de ces accidents transversaux sont sous la forme de petites failles très locales, avec un petit rejet de quelques décimètres. Fréquemment, les rejets d'un groupe de quatre ou cinq failles voisines se montrent du même côté : c'est le phénomène qu'on appelle « les failles d'échelle » (BILLINGS, 1956) attribué, génétiquement, à une force tensionnelle perpendiculaire à leurs plans.

En concluant, les particularités tectoniques de l'ensemble minéralisé de Diélette impliquent la superposition de deux phases majeures de déformation, toutes deux souples au départ puis cassantes.

1. La première phase aurait entraîné la formation d'un synclinal simple, dirigé vraisemblablement ENE-WSW, qui ferait partie des plis sudètes superposés sur le flanc Sud-Est du synclinal breton de Jobourg-Siouville (voir p. 41). Cette phase sudète, manifestée jusque-là par des déformations souples, a acquis plus tard un caractère cassant, traduit par des accidents failleux directionnels qui cisailent les plis sudètes. La disposition de ces derniers, ainsi que le glissement directionnel, qui ont entraîné les failles accompagnantes (voir fig. 8) laissent croire au caractère tangentiel des forces de catagénèse, se manifestant durant la phase sudète. Deux tectoniques se rencontrèrent donc dans notre secteur : une tectonique d'orogénèse bretonne (régionale) et une tectonique de catagénèse sudète plus cassante (locale). A quelques endroits, la disposition tectonique régionale a été déformée par les plis locaux en courbes sinueuses qui ressemblent à la lettre « S ». Ces zones infléchies de superposition, et notamment celle-ci unit un relèvement anticlinal local à la structure synclinale régionale, représentent des centres de faiblesse tectonique. C'est à travers l'une de ces zones infléchies, et plus ou moins faillées, que le massif circonscrit de Flamanville perça la série de sédiments paléozoïques de la sur-structure, à la suite de la transformation du caractère souple de la phase sudète en caractère cassant de cisaillement.

Ce massif serait donc comparable aux massifs circonscrits syntectoniques de la Bretagne méridionale reconnus par J. COGNE (1960). Ces granites (1) auraient comme origine la granitisation et la migmatization (2) de l'infra-structure durant la phase bretonne d'orogénèse, qui marquait un domaine de grande mobilité, tandis que leur montée à travers la sur-structure serait le contre-coup des effets catagéniques tangentiels de la phase sudète.

Le massif de Flamanville, au moins dans sa partie supérieure exposée, ne montre aucun signe de mylonitisation ou de fracturation intense : c'est un batholite syntectonique peu tardif à l'égard de la phase sudète.

2. La deuxième phase, commencée lors de la mise en place du granite. Celle-ci était accompagnée par une poussée dirigée vers l'Ouest,

qui peut être attribuée, en toute logique, aux forces tangentielles de la catagénèse sudète.

Par conséquent, la montée du batholite a suivi un cours oblique : du bas à l'Est vers le haut à l'Ouest. Une fois arrivée à la surface, la roche granitique, poussée par la force directionnelle, est venue se poser sur le synclinal dévonien (de Diélette) qui la bordait à l'Ouest.

C'est ainsi que s'explique la grande extension de la zone du métamorphisme de contact à l'Ouest du granite (sur une distance d'environ un kilomètre) alors qu'au Nord, à l'Est et au Sud, cette zone ne dépasse guère quelques dizaines de mètres. Ce métamorphisme, survenu à la suite de l'intrusion du massif cristallin, atteint le faciès de cornes pyroxéniques.

Par contre le léger métamorphisme régional antérieur qu'ont subi les roches paléozoïques dans le secteur de Diélette peut être logiquement rattaché à la phase bretonne d'orogénèse.

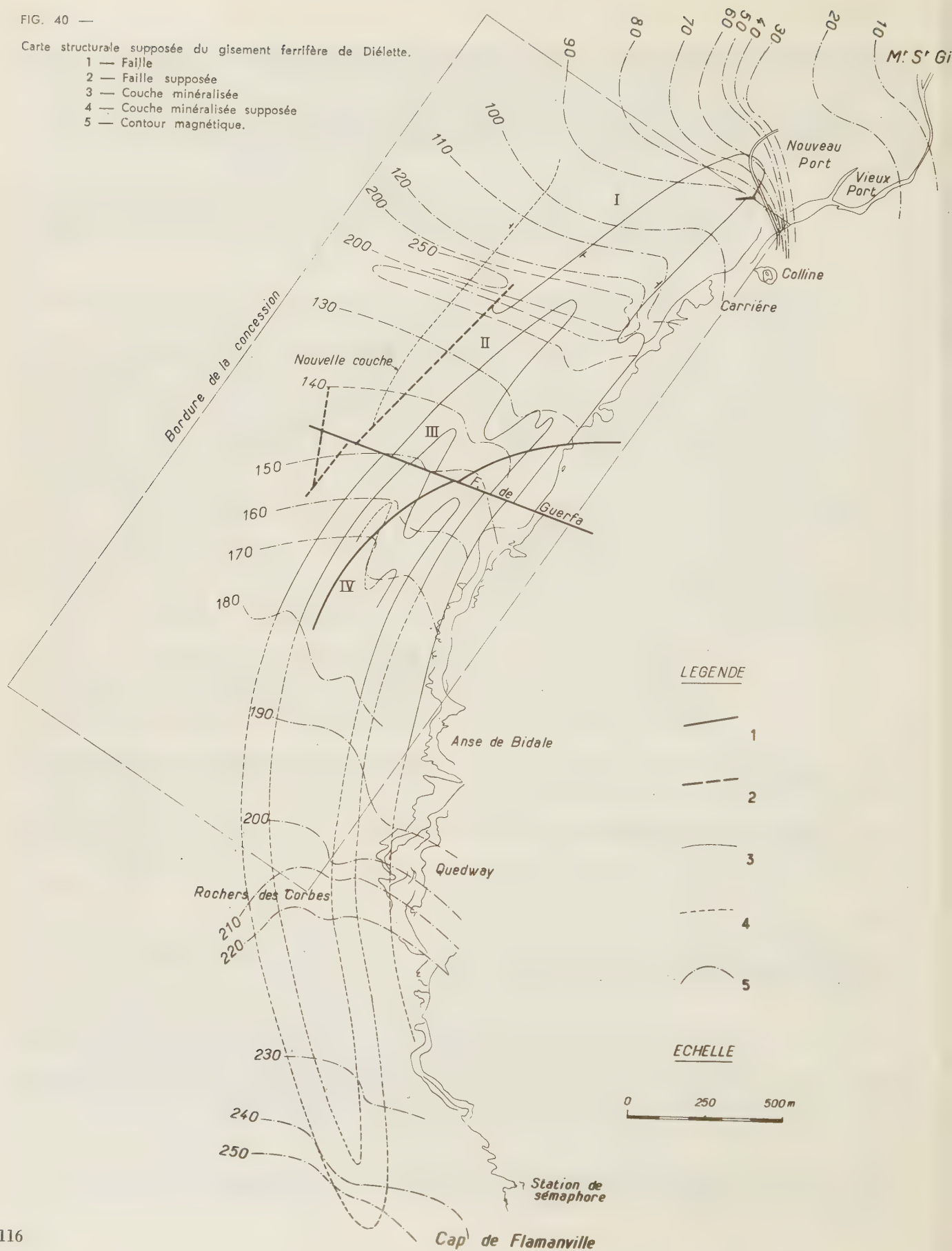
(1) Leurs caractères minéralogiques et structuraux seraient comparables à ceux du granite d'axe fondamental.

(2) Homogénéisation d'une série originellement hétérogène.

FIG. 40 —

Carte structurale supposée du gisement ferrifère de Diélette.

- 1 — Faille
- 2 — Faille supposée
- 3 — Couche minéralisée
- 4 — Couche minéralisée supposée
- 5 — Contour magnétique.



L'intrusion granitique « *dirigée* » (1) aurait eu des effets tectoniques très marquants sur les roches dévoniennes qui constituaient le « synclinal de Diélette » et qui sont devenues plus ou moins plastiques lors de cette intrusion.

C'est ainsi que le synclinal sudète simple a été transformé en un « *synclinorium* » complexe, constitué de plusieurs plis de deuxième ordre, dont l'axe épouse très fidèlement le contact du massif. Longitudinalement, le pli a été déformé en forme de selle (pli double plongeant) par contre-coup direct de sa superposition par la roche granitique.

Le contact actuel du granite de Flamanville, à Diélette, ne représenterait donc pas l'extrémité occidentale primaire du batholite : avant les phénomènes d'érosion plus récents, c'est bien plus à l'Ouest que cette extrémité se serait trouvée.

(1) Qui explique raisonnablement la grande étendue de la partie occidentale du massif vis-à-vis de sa partie orientale (voir fig. 8) ainsi que son allongement Est-Ouest.

CHAPITRE IV

LES MINERALISATIONS DE DIELETTE

Quelle que soit l'interprétation, encore chargée d'hypothèses, que l'on puisse formuler sur le secteur de Diélette, il convient de ne pas oublier l'existence des minéralisations qui font précisément partie de ce contexte, et dont l'étude plus détaillée doit faire apparaître des arguments nouveaux, soit en vue d'une meilleure explication de l'enchaînement des phénomènes géologiques, soit dans le but de percer le problème de genèse posé par ces minéralisations.

A. INTRODUCTION.

A l'œil nu, le minerai de Diélette est noir, plus ou moins brillant, ayant souvent une litation fine rudimentaire. Une faible tendance à la schistosité est également visible. A l'aide d'une loupe, on peut entrevoir des petits corps elliptiques qui rappellent la structure oolithique de plusieurs minerais de fer.

Deux classifications pratiques utilisées par les exploitants permettent de différencier :

a) D'une part les minerais pauvres et les minerais riches; ceci dépend de la *proportion* de la matière stérile.

b) D'autre part les minerais « durs », les minerais « assez durs » et les minerais « tendres ». Cette distinction se base sur la *nature* de la gangue : le minerai est dur lorsque celle-ci est, d'une façon ou d'une autre, siliceuse; assez dur lorsqu'elle est calcique (riche en minéraux calciques), et, enfin, tendre lorsqu'elle est calcaire (riche et calcite).

B. ETUDE MICROSCOPIQUE.

En examinant le minerai de Diélette sous le microscope, on reconnaît deux entités : des fantômes d'oolithes et une matrice cristalline.

1. *Les fantômes d'oolithes :*

Ces corps oolithiques conservent plus ou moins leur forme externe, tandis que leur structure concentrique interne est généralement oblitérée, ce qui rend leur connaissance plus difficile. Néanmoins, on peut suivre quelques exemples qui démontrent les étapes de la destruction progressive de cette structure oolithique (pl. VI).

A une première étape, on reconnaît des corps oolithiques imparfaits, constitués de cristaux sub-automorphes de magnétite mêlés aux minéraux transparents. La structure interne y est plus ou moins détruite. Cependant on reconnaît, de temps en temps, un corps oolithique qui montre une alternance des enveloppes (bien qu'elles soient discontinues) à dominante magnétitique avec d'autres, constituées principalement de minéraux transparents. On a l'impression, en regardant ces oolites imparfaites, que la structure interne, finement litée, a été détruite par la cristallisation de la magnétite et des minéraux métamorphiques. Lorsque les cristaux sub-automorphes de magnétite atteignent la taille de 50 à 80 microns, on ne reconnaît plus cette structure d'alternance d'enveloppes : l'oolithe n'est plus reconnaissable que par sa forme externe elliptique (fig. 5 et 6, pl. VI).

Les cristaux de magnétite qui constituent ces oolites montrent fréquemment une martitisation sur les bordures et suivant les plans du clivage.

La deuxième étape est marquée par l'apparition de fines paillettes d'oligiste disposées grossièrement en parallélisme avec le contour elliptique de l'oolithe, et par conséquent avec l'ancienne structure concentrique interne (voir fig. 1, pl. VII). On reconnaît également des cas où de fines paillettes deviennent de plus en plus grosses, perdant ainsi leur disposition en semi-parallélisme avec les contours des oolithes. Ceci étant accompagné, également, de l'accroissement de la taille des cristaux de magnétite, marque une nouvelle étape intermédiaire vers la destruction de la structure oolithique.

C'est lors de l'apparition des cristaux tabulaires sub-automorphes et relativement de grande taille (50-150 microns de longueur) de l'oligiste au sein des corps oolithiques, que celles-ci deviennent pratiquement méconnaissables (voir fig. 3, pl. VII). Ces grands cristaux coupent les oolithes dans tous les sens, et sans ordre défini, en produisant, avec la magnétite, une structure comparable à la structure ophitique des dolérites. Là, la structure interne des fantômes oolithiques est complètement oblitérée, et leur forme interne est difficilement reconnaissable : on ne distingue plus que de très pâles fantômes d'oolithes.

Ce n'est évidemment que lorsque l'on suit toutes les étapes de la destruction des oolithes qu'on arrive à reconnaître ces fantômes.

Fréquemment, les grands cristaux tabulaires d'oligiste se développent d'une manière poécilitique renfermant alors de nombreuses inclusions de magnétite (fig. 6, pl. VII).

2. La matrice :

La matrice qui remplit les espaces inter-oolithiques est généralement moins riche en magnétite et en oligiste que les fantômes des oolithes. En gros, elle est constituée de minéraux métamorphiques de gangue, avec des sulfures, en fréquence variable, qui cristallisent indifféremment : de la magnétite en cristaux sub-automorphes, soit dispersés soit en agrégats à texture saccharoïdale; et de l'oligiste, le plus souvent en forme de fines paillettes dispersées çà et là. Quelques filonnets de calcite, avec ou sans sulfures, coupent de temps à autre l'ensemble des corps oolithiques et de la matrice.

LES ESPECES OPAQUES :

Il conviendrait maintenant de rappeler les caractères micrométallographiques principaux que manifestent les minéraux opaques ferri-fères qui se trouvent dans les minerais de Diélette : la magnétite, l'oligiste, la pyrite et la marcassite, la pyrrhotine, la chalcoppyrite, le mispickel, l'ilménite, le rutil et la goethite.

1) La magnétite (Fe_3O_4) :

D'une couleur gris-brunâtre et un peu rosâtre, non pléochroïque, la magnétite, qui est le minéral opaque le plus fréquent dans les minerais de Diélette, a un pouvoir réflecteur assez faible et une isotropie presque parfaite.

Textures (1) et structures internes (2) :

Hors les corps oolithiques, la magnétite se trouve, le plus souvent, en forme d'agrégats de cristaux très fins (20 à 60 microns) équidimensionnels, sub-automorphes et à structure saccharoïde. Quelquefois, ces agrégats sont lenticulaires, d'autres fois, ils sont microplissés.

L'attaque de l'un de ces agrégats microplissés par l'acide chlorhydrique fumant durant 2 à 3 minutes, a révélé, outre l'apparence des limites des cristaux qui adoptent une coloration brune légère, la distinction de la structure interne des « *mâcles lamellaires* » (fig. 1, pl. VIII).

Selon SCHNEIDERHOHN et RAMDOHR (1931), il n'existe *normalement* que très peu de ces lamelles, alors que dans le cas de la *mâcle de glissement*, il se produit, la plupart du temps, tout un groupement de lamelles extrêmement fines.

On voit d'autres fois de très petits cristaux (10 à 30 microns) de magnétite dispersés çà et là dans une plage de la gangue.

(1) J'entends par « textures » les relations mutuelles entre les cristaux aussi bien d'un seul minéral que de différents minéraux.

(2) J'entends par « structures internes » tous les phénomènes qui se manifestent à l'intérieur d'un simple cristal.

On reconnaît également des cristaux de magnétite renfermant quelques reliques de pyrite: la magnétite remplacerait la pyrite.

Remplacement et altération :

1. *Martitisation* (oxydation) : où les cristaux de magnétite sont plus ou moins remplacés sur les bordures et sur les surfaces des clivages octaédriques par de la martite (3). A la limite on obtient des pseudomorphes de martite avec quelques reliques de magnétite disposées parallèlement aux clivages (fig. 3, pl. IX).

En fig. 5, pl. VIII, on reconnaît l'un de ces pseudomorphes de martite coupé en deux parties : l'une reste à son état non cristallin, l'autre est recristallisée en oligiste.

2. *Remplacement par la goethite* (oxydation et hydratation) :

Par analogie à la martitisation, la magnétite est parfois remplacée par de la goethite, aussi bien sur les bordures, que suivant les surfaces des clivages.

Dissociation :

On reconnaît quelquefois des cristaux de magnétite intimement associés, voire soudés, à des cristaux d'ilménite (fig. 3, pl. VIII). Plus rarement, on observe de petites lamelles d'ilménite intercalées à l'intérieur d'un cristal de magnétite.

Ceci semble bien correspondre à une dissociation de l'ilménite et de la magnétite, suivie par une recristallisation tardive qui grouperait les lamelles d'ilménite en cristaux individuels. Cette homogénéisation de la magnétite peut être le résultat d'un métamorphisme ultérieur à la dissociation (SCHNEIDERHOHN et RAMDOHR, 1931).

On peut donc admettre que la magnétite de Diélette est *titanifère*.

2) *L'oligiste* (Fe_2O_3) :

L'oligiste suit directement, en abondance, la magnétite dans les minerais ferrifères de Diélette. Elle est d'une couleur blanche grisâtre et bleuâtre, non pléochroïque, et a un pouvoir réflecteur assez fort. L'anisotropie est moyenne, étant dans le bleu grisâtre et dans le gris bleuâtre. La réflexion interne rouge (généralement sous forme de petits points) est très caractéristique.

Textures :

L'oligiste qui se trouve dans la matrice inter-oolithique a les mêmes formes que celui des corps oolithiques eux-mêmes : soit en fines paillettes, soit en grands cristaux tabulaires et sub-automorphes produisant la texture pseudo-ophitique.

Structures internes :

Je n'ai pu remarquer nulle part, et même avec l'attaque à l'acide fluorhydrique froid et concentré durant 1 à 2 minutes, la présence des macles prismatiques de déformation (glissement) qui sont, selon SCHNEIDERHOHN et RAMDOHR (1931) très fréquents dans l'oligiste.

L'absence de ces macles de déformation dans l'oligiste et sa présence dans la magnétite constituent un argument quant à la succession paragénétique des minerais de Diélette (voir p. 125).

Dissociation :

Aucune dissociation d'ilménite n'a été observée dans l'oligiste.

C'est un argument important à ajouter à l'absence des macles de glissement dans l'oligiste, pour la discussion de la paragenèse des minerais (voir p. 125).

(1) Hématite non cristallisée.

3) La pyrite et la marcassite (FeS_2) :

La pyrite et la marcassite suivent l'oligiste, quant à la fréquence, dans les minerais de Diélette.

La pyrite est d'une couleur blanc jaunâtre, non pléochroïque. Le pouvoir réflecteur est plus faible que normalement (théoriquement, c'est 54,5 %), dû à la présence de maintes inclusions, clivages et fractures. L'isotropie est pratiquement complète.

La marcassite est blanc jaunâtre, avec une teinte verdâtre et un peu rosâtre. Le pléochroïsme entre ces deux teintes est assez distinct. Le pouvoir réflecteur est plus fort que celui de la pyrite (rares inclusions et fractures). L'isotropie est très forte : vert, brun, violet ou bleu.

Textures :

La plupart du temps, ces deux sulfures se trouvent intimement associés. Quelquefois, la pyrite forme une plage hordée par la marcassite (fig. 25 et 27, pl. IX). Ainsi, on songerait à croire que la marcassite est, au moins quelquefois, le produit du réarrangement de la structure cristalline de la pyrite.

Les deux minéraux, et plus fréquemment la pyrite, remplacent la pyrrhotine. Souvent ce remplacement conduit à l'apparition d'un réticule extrêmement fin de magnétite dans la pyrite ou la marcassite remplaçante (voir fig. 4, pl. VIII). Ce phénomène a été reconnu par A. B. EDWARDS (1947), comme un résultat normal de l'excès de fer (relatif au soufre) dans la pyrrhotine par rapport à la pyrite ou à la marcassite.

Structures internes :

Attaquées par une solution de permanganate sulfurique durant environ 2 minutes, la pyrite et la marcassite montrent des structures internes de cataclase. C'est ainsi qu'à part les maintes fractures et cassures, on s'aperçoit, avec un fort grossissement, des macles lamellaires de croissance qui traduisent des efforts mécaniques de déformation accompagnant leur développement (fig. 6, pl. VIII).

Comme le montre cette dernière figure, les lames maclées disposées l'une parallèle à l'autre, présentent la structure cubique (pyramidale) interne de la pyrite. Les espaces entre-lamellaires sont remplis par de la pyrite qui serait, naturellement, ultérieure à la formation des lamelles. Cette structure est reconnue par SCHNEIDERHORN et RAMDOHR (1931) comme un reflet typique des efforts mécaniques mis en action durant le développement du minerai.

Il ne serait pas inutile de faire remarquer ici que l'effet de l'attaque par la solution de permanganate sulfurique est sensiblement différent entre la pyrite et la marcassite : cette dernière est généralement moins affectée que la pyrite, dans laquelle se produit une coloration brunâtre qui devient plus remarquable quand le minerai est finement grenu.

Ce phénomène n'est probablement qu'une expression de la dimension des cristaux de la pyrite et de la marcassite. En effet, ce dernier minéral se trouve normalement sous forme de cristaux mieux développés que ceux de la pyrite qui, elle, est fréquemment finement cristalline. Néanmoins, aucun indice de la présence de la variété crypto-cristalline de la pyrite, connue sous le nom de melnicovite, n'a été retrouvé.

Remplacement et altération :

La pyrite et la marcassite sont, quelquefois, partiellement remplacées par de la magnétite.

Par altération (oxydation et hydratation) secondaire, ces deux sulfures sont remplacés par de la goethite. Quelques reliques automorphes (cubiques) de pyrite sont encore reconnaissables dans des plages de goethite.

4) La pyrrhotine (Fe_{1-x}S ; $x = 0-0,2$) :

La pyrrhotine se présente dans les minerais de Diélette avec une couleur crème, d'une teinte rose brunâtre, très pléochroïque entre un crème brunâtre et un brun rougeâtre; le pouvoir réflecteur est assez élevé. L'anisotropie est très forte : gris jaunâtre, gris verdâtre ou gris bleuâtre.

Textures :

Les cristaux sub-xénomorphes et très variables en taille, de la pyrrhotine, montrent généralement une texture grenue.

Structures internes :

Après l'attaque par l'acide nitrique, la pyrrhotine montre deux sortes de lamellages (fig. 2, pl. VIII) :

- a) un lamellage de macles jumelées, assez écarté,
- b) un lamellage très fin de macles polysynthétiques.

Ces lamellages pourraient bien, selon SCHNEIDERHOHN et RAMDOHR (1931), traduire une cataclase de déformation.

Remplacement et altération :

La pyrrhotine est fréquemment remplacée par de la pyrite ou de la marcassite (avec un réticule très fin de magnétite, voir page 121).

Plus rarement, la pyrrhotine est remplacée par la magnétite seule ou par la chalcoppyrite (fig. 3, pl. X).

5) *La chalcoppyrite* ($\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{Fe}_2\text{S}_3$) :

La chalcoppyrite se présente dans les minerais de Diélette en petites quantités, avec sa couleur normale : jaune verdâtre cuivré, très peu pléochroïque, ayant un pouvoir réflecteur élevé lorsque la préparation est fraîche. L'anisotropie est distincte mais pas forte : gris-bleu et jaune verdâtre.

Textures :

Les cristaux de chalcoppyrite sont généralement xénomorphes. Dispersés, ils montrent une tendance à s'associer avec la pyrrhotine, en texture grenue.

Structures internes :

Après l'attaque par une solution de permanganate alcaline (KOH) durant 20 minutes, la chalcoppyrite montre quelques formations de macles lamellaires et polysynthétiques: elles pourraient bien correspondre aux macles de croissance sous l'effet des forces compressionnelles.

Remplacement :

La relation paragenétique entre la chalcoppyrite et la pyrite n'est pas évidente (fig. 18 à 20, pl. IX) ; associées, il est très délicat de préciser un remplaçant et un remplacé. Toutefois, il semble que ces deux minéraux soient contemporains en formation.

La chalcoppyrite ne montre aucune texture de remplacement.

6) *Le mispickel* (FeAsS) :

De couleur blanche, avec une teinte crème rosâtre, pratiquement non pléochroïque, ce minéral, plutôt rare, montre un pouvoir réflecteur très élevé. L'anisotropie est forte, avec des couleurs vives : bleu, vert, brun ou jaune rougeâtre.

Textures :

Le mispickel se trouve dans les minerais de Diélette soit sous forme de cristaux plus ou moins automorphes, de sections rhomboédriques, soit sous forme de plages xénomorphes, assez grosses en taille.

Structures internes :

L'attaque par l'acide nitrique (1 : 1) durant 1 minute environ, n'a conduit à l'apparition d'aucune structure interne du mispickel, mises à part les multiples fractures qui traversent les cristaux de ce minéral.

Remplacement et altération :

Vu la variété du mispickel dans les minerais de Diélette, aucune combinaison avec d'autres minéraux opaques n'a été reconnue, ce qui nous rend incapables de préciser la façon du remplacement ou de l'altération de ce minéral.

7) L'ilménite (FeTiO_3) :

Dans les minerais de Diélette, l'ilménite est assez fréquente, colorée en brun, elle montre un pléochroïsme entre le brun grisâtre et le brun rosâtre; le pouvoir réflecteur est faible, tandis que l'anisotropisme est assez forte : on distingue des couleurs grisâtres et brunâtres.

Textures :

L'ilménite se trouve sous trois formes :

- petits cristaux (10-50 microns) ou groupes de cristaux disséminés çà et là.
- cristaux en intime association, « enchevêtrés » avec la magnétite.
- fines lamelles ou plaquettes dans la magnétite (voir p. 120 et fig. 16 et 17, pl. X).

Structures internes :

Malgré l'attaque par l'acide fluorhydrique concentré (durant 30 secondes environ), les lamelles maclées (suivant 1011) qui se manifestent souvent à l'intérieur des cristaux d'ilménite, ne sont guère reconnaissables.

SCHNEIDERHORN et RAMDOHR (1931) attribuent l'absence de macles d'ilménite à des actions mécaniques qui les auraient détruits en créant des agrégats finement cristallisés.

Remplacement et altération :

Le remplacement de l'ilménite par le rutile est assez fréquent dans les minerais de Diélette. Ainsi les reliques d'ilménite dans du rutile n'y constituent pas un phénomène rare.

Toutefois, l'absence, dans la majorité des cas, d'un oxyde de fer au voisinage immédiat de l'ilménite partiellement ou complètement remplacé par du rutile, présuppose que ce ne serait pas la variété normale du rutile, mais plutôt la variété ferrique appelée « isérine ».

8) Le rutile (TiO_2) ou l'isérine :

Il se trouve dans les minerais de Diélette, avec la couleur normale de gris foncé, bleuâtre, peu pléochroïque et avec un faible pouvoir réflecteur. L'anisotropie est toujours complètement masquée par une très forte réflexion interne de couleur blanc jaunâtre.

Textures :

Le rutile se présente sous deux formes :

- des petits cristaux dispersés çà et là,
- des remplacements partiels de l'ilménite (fig. 11 et 12, pl. X).

On pourrait croire que les cristaux entiers de rutile correspondent au remplacement complet de l'ilménite.

Vu le fait que le rutile est réfractaire à toutes les solutions d'attaque connues, et dans la présence de la très forte réflexion interne, il est très difficile de préciser la taille des cristaux ou leur structure interne.

9) La goethite ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3\cdot\text{H}_2\text{O}$) :

Ce minéral secondaire est d'une couleur grise, peu bleuâtre et très peu pléochroïque, avec un pouvoir réflecteur assez faible. L'anisotropie, généralement masquée par une réflexion interne rouge brunâtre très forte, est dans le gris bleuâtre, le gris jaunâtre et le brun.

Textures :

C'est toujours sous la forme de remplacement de magnétite, de pyrite, de marcassite ou d'oligiste (fig. 1, 2, 4 et 5, pl. X) que l'on reconnaît la goethite dans les minerais de Diélette : naturellement, ses contacts avec les minéraux remplacés sont toujours irréguliers.

Vu la passivité de l'attaque (par une solution saturée de SnCl_2 avec un peu d'acide chlorhydrique durant 2 à 3 minutes), on ne peut préciser ni les dimensions des cristaux, ni leurs structures internes.

Néanmoins, l'intensité de la réflexion interne laisse prévoir la finesse de la taille des cristaux (UTENBUGAARDT, 1950).

LES TYPES PETROGRAPHIQUES DES MINÉRAIS :

A part ces espèces opaques, on reconnaît, dans les minerais de Diélette, des minéraux de gangue qui constituent les roches métamorphiques dans lesquelles s'intercalent les couches ferrifères (voir page 60).

C'est ainsi qu'on peut distinguer plusieurs types extrêmes d'après la nature des minéraux transparents. Néanmoins, pour l'ensemble des minerais, des combinaisons entre les proportions relatives des constituants existent. Ces types factuels extrêmes sont les suivants :

1. *Les minerais micacés* : dans lesquels les deux minéraux principaux de la gangue sont la biotite et le quartz. Comme pour les cornéennes micacées, on peut différencier selon l'assemblage des minéraux accompagnant la biotite, plusieurs sous-variétés de minerais micacés :

- à grenat,
- à cordiérite, à cordiérite et grenat,
- à sillimanite; à sillimanite et cordiérite; à sillimanite et grenat, et à sillimanite, cordiérite et grenat,
- à andalousite (ou chiastolite),
- à andalousite et cordiérite,
- à andalousite, cordiérite et sillimanite.

D'autres minéraux d'importance secondaire peuvent figurer dans ces minerais. Parmi eux, on peut noter la muscovite, les feldspaths, le zircon, l'apatite et la tourmaline.

Différentes sous-variétés de ces minerais peuvent se trouver dans le même échantillon.

Les minerais micacés sont classés macroscopiquement parmi les minerais siliceux (durs).

2. *Les minerais amphiboliques* : dont la gangue est formée principalement d'hornblende verte ou de trémolite-actinote avec les variétés suivantes :

- à pyroxènes,
- à épidotes,
- à grenat,
- à biotite,
- ou à un assemblage de deux ou plus de ces minéraux.

Le quartz et les feldspaths y sont généralement fréquents. Le zircon, la tourmaline, l'apatite, et plus rarement le sphène, constituent les minéraux accessoires.

Ces minerais sont également classés parmi les siliceux (durs).

3. *Les minerais pyroxéniques* : où le diopside prend la place des amphiboles dans les minerais amphiboliques. On reconnaît les variétés suivantes :

- à grenat,
- à épidotes,
- à amphiboles,
- ou encore à un assemblage de ces minéraux.

La calcite se trouve parfois en quantité assez visible. Le sphène y est l'accessoire le plus répandu, alors que la wollastonite et l'idocrase sont assez rares.

Les minerais pyroxéniques se classent parmi les calciques (assez durs).

4. *Les minerais épidotiques* : riches en pistachite, zoïsité et clinozoïsité. On reconnaît les variétés suivantes :

- à hornblende verte,
- à trémolite-actinote,
- à grenat,

—à grenat et amphiboles,

— à diopside.

Deux ou plus de ces minéraux peuvent se trouver, également, dans un minerai épidotique.

Du quartz, des plagioclases acides (souvent altérés en séricite, et parfois transformés en zoïsité), de la muscovite, du zircon, de l'épidote et du sphène y figurent avec une importance secondaire.

Comme les minerais pyroxéniques, ils sont classés parmi les calciques (assez durs).

5. *Les minerais calcaires* : formés en quasi totalité par des minéraux opaques et de la calcite. On peut y trouver également, mais en petites quantités, des grains de quartz, des paillettes de muscovite, un peu de grenats, de diopside, de wollastonite ou d'épidotes, ainsi que quelques agrégats d'idocrase. Le sphène figure quelquefois comme accessoire.

Ces minerais constituent la variété macroscopique des minerais tendres.

Distribution des espèces opaques dans les types pétrographiques des minerais :

Je tiens à préciser, sous ce titre, la tendance de la distribution des minéraux dans les différents types pétrographiques des minerais.

Tout d'abord, la magnétite et l'oligiste ne montrent aucune préférence à un certain type pétrographique : on peut admettre que leur distribution est indépendante de la nature de la gangue des minéraux.

Néanmoins, la magnétite montre une forte affinité à s'associer avec les cornéennes micacées et amphiboliques et une faible affinité envers les cornéennes pyroxéniques et épidotiques (voir page 62).

Par contre, ce n'est pas le cas des sulfures et de l'ilménite. En effet, les sulfures montrent une tendance nette à s'associer aux types calciques des minéraux, à savoir, les minerais pyroxéniques, épidotiques et calcaires. Dans ces types calciques, l'ilménite est, généralement, très rare, ou totalement absente.

Les minerais siliceux ou alumino-siliceux montrent une affinité différente vis-à-vis de ces minéraux. Les sulfures y sont rares, tandis que l'ilménite et le rutile qui le remplace, sont assez fréquents.

En bref, on peut admettre que la magnétite, l'oligiste et l'ilménite (oxydes) ont une tendance à s'associer avec les roches siliceuses et alumino-siliceuses, tandis que les sulfures ont une affinité envers les roches calciques. Lorsque ces roches sont assez riches en fer pour qu'on puisse les appeler *minerais*, la quantité de magnétite et d'oligiste augmente énormément, à un tel degré que leur tendance d'association avec certains types pétrographiques est totalement masquée.

C. *Evolution paragenétique des minéralisations :*

Suite à l'étude métallogénique exposée ci-avant, il serait temps, maintenant, de formuler des interprétations concernant la succession paragenétique, ou l'évolution minéralogique des minerais de Diélette.

La structure oolithique primaire des minéralisations demeure le fait principal et l'argument fondamental en faveur de la formation de l'ensemble minéralisé sous la mer.

Le minerai primitif sédimentaire et oolithique serait constitué principalement de limonite; la chlorite qui constitue une grande partie du minerai faiblement métamorphisé (minerai chloriteux) serait apparue à l'issue des phénomènes diagénétiques réducteurs (1), qui auraient entraîné en outre, la formation de quelques sulfures (pyrite, pyrrhotine, chalcopyrite et mispickel) que renferme ce minerai.

En effet, les caractères lithologiques (pétrographiques et texturaux) de l'ensemble minéralisé, ainsi que la structure oolithique des minerais, laissent penser à des conditions de sédimentation rappelant celles des *plates-formes continentales*. Sur ces plates-formes, généralement couvertes par de faibles profondeurs d'eau, le degré d'oxydation (E h) serait assez élevé (agitation et enrichissement en oxygène) pour ne permettre le dépôt de fer qu'à l'état ferrique.

(1) Cf. BUBENICEK (1960).

L'évolution de ces minerais diagénétiques est marquée par une magnétitisation et une hématitisation parallèle, cette évolution étant déjà épimétamorphique ou épigénétique.

Ainsi, à la suite de la phase orogénique bretonne, produisant un métamorphisme régional assez faible dans le secteur de Diélette (voir la description de la série épimétamorphique de Mont-Saint-Pierre), de petits cristaux de magnétite, souvent à texture mosaïque, et de petites paillettes d'oligiste ont pris la place de la chlorite et de la limonite préexistantes lors de la phase diagénétique. Cet emplacement se déroulait aussi bien à l'intérieur des corps oolithiques que dans la matrice qui les entourait.

Ces cristaux fins néoformés ont respecté plus ou moins, dans leur disposition, la structure interne des oolithes. On les voit souvent arrangés suivant les contours des enveloppes oolithiques. Malgré cela, les oolithes perdaient, durant ce processus de remplacement, la perfection de leur structure.

L'équilibre magnétite-oligiste dans ce système serait un facteur du degré d'oxydation (E h) qui, lui-même, dépend plus ou moins du degré de métamorphisme. Quoi qu'il en soit de la valeur réelle du degré d'oxydation, la quantité de magnétite formée dépendrait de celle du fer réduit (Fe^{++}), nécessaire pour la structure FeO , Fe_2O_3 . Lorsque ce fer ferreux a été épuisé, de petites paillettes d'oligiste ont commencé à se former. Des conditions locales qui influenceraient le Eh pourraient entraîner des fluctuations dans l'équilibre magnétite-oligiste de ce système.

Le contenu en titane des roches aurait été incorporé durant le processus de métamorphisme dans les cristaux de magnétite sous la forme d'ilménite en solution solide, qui aurait formé plus tard (par refroidissement) des structures d'ex-solution et d'enchevêtrement avec la magnétite (voir page 120).

Les sulfures diagénétiques n'ont subi que peu de changement lors des phénomènes épimétamorphiques. Tout ce qu'on peut citer à ce sujet, c'est la transformation partielle de la pyrrhotine en pyrite ou marcassite avec un réticule extrêmement fin de magnétite (voir p. 121).

Par contre des structures internes, comme les macles lamellaires ou polysynthétiques de la magnétite, la pyrite, la pyrrhotine et la chalcopyrite, reflètent assez fidèlement les efforts mécaniques accompagnant les phénomènes épimétamorphiques. Les macles de croissance de la pyrite (fig. 6, pl. VIII) démontrent en outre que *ces effets mécaniques ont commencé avec la formation des sulfures, autrement dit à la phase diagénétique.*

Le minerai ainsi constitué subissait des phénomènes d'oxydation : la magnétite avait été partiellement martitisée.

Ce n'est que lors des mouvements tectoniques ultérieurs, vraisemblablement ceux accompagnant la mise en place du massif granitique de Flamanville durant la phase sudète (voir p 117) et les phénomènes de métamorphisme de contact, que les petites paillettes d'oligiste (et peut-être aussi la martite) ont été en grande partie recrystallisées poëcilitiquement en baguettes, assez grosses, d'oligiste. Des inclusions de petits cristaux de magnétite dans les porphyroblastes d'oligiste témoignent du développement poëcilitique ultérieur de cette dernière. La magnétite, elle aussi, n'a pas échappé à ce processus de recrystallisation qui donnait naissance à des cristaux plus développés et plus automorphes. Les lamelles d'exsolution d'ilménite dans la magnétite (ou la martite qui l'a remplacée) ont été regroupées en cristaux enchevêtrés avec la magnétite.

L'attribution, à une phase ultérieure à la magnétitisation, de la formation des baguettes sub-automorphes et porphyroblastiques de l'oligiste a été déduite à partir des trois faits suivants :

- 1) Les porphyroblastes d'oligiste se sont développés poëcilitiquement sur le minerai finement grenu : des inclusions de magnétite sont encore reconnaissables à l'intérieur de ces gros cristaux.
- 2) Aucune dissociation d'ilménite n'a été reconnue dans ces baguettes d'oligiste, dissociation souvent observée, par contre, dans les cristaux de magnétite (voir p. 120).
- 3) L'absence totale de macles prismatiques de déformation dans l'oligiste et leur présence dans la magnétite (ainsi que dans les sulfures antérieurs). Ceci me conduit à croire que les mouvements tectoniques qui conduisaient à la magnétitisation (phase orogénique bretonne) devaient être plus forts que les mouvements accompagnant la mise en place du massif de Flamanville, qui eux n'entraîneraient que le développement des porphyroblastes d'oligiste.

Ce processus de recrystallisation aurait été accompagné par une deuxième phase de magnétitisation en rapport direct avec le degré de métamorphisme de contact. C'est ainsi que l'analyse de la fréquence relative de la magnétite dans les différentes couches (tableau V) montre clairement que ce minéral est de moins en moins abondant en s'éloignant du massif granitique.

TABLEAU V

Couche	N (1)	Moyenne de pourcentage de fer dans la magnétite (2)	Distance approximative du contact granitique
1	8	87,81	25 m
2 (totale)	3	54,10	120 m
4	4	60,00	120 m
Banc du mur	7	31,47	50 - 500 m
Banc du toit	9	65,87	50 - 500 m
5	5	63,12	50 - 500 m
7	7	81,75	100 m
Nouvelle	7	22,01	800 m

(1) Nombre d'échantillons.

(2) Calculée à partir des analyses de la quantité de magnétite dans chaque échantillon.

La structure concentrique interne, ainsi que la forme extérieure des oolithes, ont été alors presque entièrement effacées par la cristallisation des baguettes et des porphyroblastes d'oligiste. Ceux-ci coupent les corps oolithiques dans tous les sens et sans ordre défini. Néanmoins, quelques reliques plus ou moins conservées de cette structure primaire sont encore reconnaissables : il y manque généralement les gros cristaux prismatiques d'oligiste.

Un échantillon de minerai chloriteux nous offre un argument fort considérable quant à la validité de l'évolution paragenétique exposée ci-avant (1).

A l'œil nu, ce minerai, vert brunâtre, montre des structures oolithiques plus visibles à l'aide d'une loupe. Plusieurs filonnets de calcite le traversent dans tous les sens.

Microscopiquement, on voit que ce minerai (plus ou moins pauvre) est constitué principalement par de la chlorite (qui ressemble à la variété connue sous le nom de chamosite) de la limonite et du carbonate (2). On y trouve également un peu de quartz, de muscovite et de magnétite.

A cette échelle d'observation la structure oolithique, parfaitement conservée (voir fig. 1 et 2, pl. VI), est fort bien reconnaissable.

On y distingue des corps elliptiques à structure concentrique interne. Leurs noyaux sont constitués, quelquefois, de tests d'animaux (fig. 2, 3 et 6, pl. V); d'autres fois, c'est la chlorite (chamosite), en agrégats de très fins cristaux, qui constitue ces noyaux.

Les enveloppes concentriques elles-mêmes sont formées, en général, de chlorite et de limonite avec un peu de carbonate. Ça et là sont dispersés quelques petits cristaux de magnétite. Ces oolithes sont cimentées par une matrice de même composition minéralogique, bien que les fréquences relatives des minéraux puissent montrer une certaine divergence avec les oolithes elles-mêmes.

(1) Cet échantillon, prélevé à environ 200 mètres au N.E. du travers-banc 90, représente l'intercalaire entre le banc du mur et le banc du toit de la quatrième couche.

(2) Qui ne peut être déterminé à l'échelle microscopique d'observation. Il s'agirait soit de la sidérose soit de la calcite.

Ainsi, la matrice est généralement plus riche en calcite que les enveloppes des oolithes.

On reconnaît également quelques sphérolites de chlorite et quelques filonnets de calcite et chlorite renfermant un peu de cristaux de magnétite.

Intercalés dans ces minerais chloriteux, se trouvent quelques minces lits de calcaire détritique (calc-arénite) avec de la chlorite et un peu de quartz.

On est évidemment devant un minerai épi-métamorphique. La présence de chlorite et de limonite, l'absence de minéraux métamorphiques (à part quelques cristaux de magnétite), ainsi que la texture détritique non cristalline des calcaires intercalés, s'ajoutent à la perfection de la structure oolithique, comme arguments en faveur de la faiblesse de l'effet du métamorphisme. L'oligiste y est entièrement absent.

On serait enclin à considérer ce minerai comme représentant la première étape de magnétitisation accompagnant l'épi-métamorphisme breton.

Ensuite, c'est le minerai calcaire qui montre les oolithes les moins détruites, bien qu'il y manque la structure concentrique interne (voir fig. 3, pl. VI); on y reconnaît de temps en temps, un corps oolithique qui montre une alternance des enveloppes de calcite avec d'autres à dominante de magnétite (en cristaux sub-automorphes de 30-50 microns).

La matrice, à texture saccharoïde, qui entoure ces corps oolithiques, est constituée principalement par de la calcite et de la magnétite; cette dernière se trouve désormais moins fréquemment dans la matrice que dans les enveloppes oolithiques. Quelques cristaux de pyrite, pyrrhotine, marcassite, chalcopyrite, ou mispickel sont dispersés, çà et là, dans la matrice. Des paillettes d'oligiste accompagnent, en quantités variables, la magnétite dans les oolithes et dans la matrice.

En fait, ce sont les minerais qui renferment en quantités perceptibles des minéraux métamorphiques (minerais micacés, amphiboliques, pyroxéniques et épidotitiques), qui ont la structure oolithique la moins conservée. C'est la néo-formation de ces minéraux métamorphiques, jointe à celle des baguettes d'oligiste, qui joue le rôle primordial dans la destruction des oolithes.

Une phase d'oxydation et d'hydratation, lors de l'émersion de l'ensemble dévonien, a provoqué le remplacement partiel de la magnétite, de l'oligiste et de la pyrite par de la goethite. De même, le rutile s'est formé à partir de l'ilménite.

CONCLUSIONS :

C'est de la manière exposée ci-avant qu'il me semble le plus logique de schématiser l'évolution paragenétique des minerais ferrifères de Diélette, d'après leur étude métallogénique.

Cependant, l'homogénéité du minerai est telle qu'il est impossible, sur les seules observations métallographiques, quelle que soit leur précision, de distinguer dans le minerai autre chose qu'une phase oolithique primaire, indubitablement sédimentaire, puis une magnétitisation et une hématitisation postérieures, et enfin une martitisation et hydratation (goethite) terminale. Tous renseignements métallographiques acquis, qu'il est impossible de rapprocher de l'histoire géologique du gisement, autrement qu'en disant que **la concentration ferrifère primaire est sûrement sédimentaire (texture oolithique)**.

Là on sent la nécessité de quelques études complémentaires, plus pénétrantes : il m'a semblé que la géochimie offrirait la direction de recherche la plus valable et la plus efficace.

Cette étude géochimique et statistique des minerais de Diélette fera l'objet du chapitre suivant.

TROISIEME PARTIE

GEOCHIMIE ET GENESE DES MINERALISATIONS

CHAPITRE I

ETUDE GEOCHIMIQUE ET STATISTIQUE DES MINERAIS DE DIELETTE

1. INTRODUCTION.

Une étude géologique et statistique présente pour le géologue et tout spécialement pour le métallogéniste un moyen de recherche complémentaire de ses observations sur le terrain et dans le laboratoire. En déduisant des paramètres numériques qui caractérisent les minerais étudiés, et en exploitant certains de ces « paramètres » le métallogéniste peut mettre en évidence quelques « faits » invisibles à toutes les échelles auxquelles il pourrait effectuer ses observations géologiques.

En appliquant les principes des statistiques, il ne faut pas, toutefois, oublier le but dans lequel l'étude a été entreprise : contribuer à l'accumulation des arguments observés ou déduits afin de résoudre les problèmes géologiques qui se posent. C'est dans cet esprit, et en me proposant une contribution à la solution du problème génétique (sédimentologie) des minerais ferrières de Diélette, que j'ai abordé l'étude statistique des éléments majeurs : fer et silice.

En outre, S. LANDERGREN publia en 1948 ses travaux géochimiques sur les minerais de fer suédois et les roches associées. Une partie de cet immense mémoire m'a paru fort intéressante quant à la possibilité de son application aux minerais de Diélette : ce sont les six paramètres géochimiques qsv, og, mc, mgf, kn et mf (voir page 136).

L'intérêt que présentent ces paramètres de LANDERGREN, réside dans leur application comme critères de :

- comparaison entre différents minerais,
- définition du type des minerais,
- définition du type des gisements.

A part la corrélation ou le rattachement de la « nouvelle couche » à l'une ou l'autre de celles stratigraphiquement connues, le but de l'étude géochimique, exposée ci-après, sera évidemment de replacer Diélette dans les types des minerais et des gisements de LANDERGREN tout en acceptant ses interprétations d'ensemble.

2. METHODE D'ETUDE.

a) Prélèvements :

Parmi les données sur lesquelles est effectuée cette étude géochimique et statistique, j'ai effectué moi-même le prélèvement de 132 échantillons.

Le reste des données figure dans les documents des analyses chimiques appartenant à la mine de Diélette. Je dois donc, dès maintenant, insister sur l'approximation des résultats auxquels aboutit cette étude : deux méthodes de prélèvements, et deux méthodes analytiques. Car une étude statistique précise doit se baser sur une seule méthode de prélèvement et d'analyse (MONJALLON, 1954).

Il conviendrait toutefois de préciser la méthode de prélèvement de ces 132 échantillons.

En géologie, on peut prélever deux types d'échantillons (MATHERON, 1955) :

— *Echantillons moyens ou normaux* : issus d'un stock concassé, où la distribution suit la loi normale.

— *Echantillons géologiques* : pris d'un affleurement, où la distribution suit la loi log-normale. Ces échantillons sont moins précis que les échantillons normaux.

Il est donc préférable de prélever un « échantillon moyen de l'affleurement », constitué de plusieurs blocs de même poids (LAFFITE, 1957).

Si n_2 est le nombre des petits morceaux, v_2 le volume de chaque, et v_1 le volume total de l'échantillon, on a intérêt à diminuer v_2 en augmentant n_2 pour le même v_1 . L'échantillonnage de l'affleurement de volume, V sera donc fait par n_1 échantillons de volume v_1
 $= n_2 v_2$.

Pour l'échantillonnage des minerais de Diélette, j'ai suivi cette méthode.

Pour limiter le nombre n_2 des morceaux dont est constitué chaque échantillon, tout en gardant une limite d'erreur admissible, la publication de P. GY m'a été de grande aide.

$$P'\sigma^2$$

Selon GY : $\frac{P'\sigma^2}{d^3} = C$, « P' » étant le poids de l'échantillon; σ^2 la variance de l'erreur relative commise

au cours de l'échantillonnage sur la teneur du lot (ou de l'affleurement) à échantillonner (on a 95 % de chance pour ne pas dépasser l'erreur 2σ); « d » est la dimension du plus gros morceau prélevé; « C » est une constante caractéristique de la nature du minerai à échantillonner.

Pour déterminer C , il faut déterminer d'abord deux paramètres caractéristiques du minerai, à savoir :

— « l », caractérisant la libération des constituants du lot à échantillonner : « l » = 1 lorsqu'aucune association (grains mixtes) n'existe entre les constituants minéralogiques : hétérogénéité parfaite; $l = 0$ quand tous les fragments constituants ont la même composition : homogénéité parfaite. Entre ces deux bornes se situent les cas pratiques. Selon les règles données dans le texte de GY, le paramètre « l » pour le minerai de Diélette se situe entre 0,025 et 0,050.

— a/α : « a » est la teneur, en pourcentage, du lot en élément A (fer dans notre cas), et « α » la teneur, en pourcentage, du minéral de valeur en élément A (oligiste et magnétite à Diélette, considérés arbitrairement d'une fréquence égale). Il en résulte que pour notre minerai $a = 49$ et $\alpha = 72$ % : $a/\alpha = 0,70$.

En utilisant le cercle mobile joint au texte de GY et en considérant la densité du mélange oligiste-magnétite très proche de 5, on trouve que $C = 10^{-2,2}$ pour le minerai de Diélette.

En choisissant une erreur relative sur a , qu'on aurait 95 % de chance de ne pas dépasser, de l'ordre de 5 %, et la dimension du plus gros morceau, V_2 , de l'ordre de 40 mm, on trouve que le poids total de l'échantillon, P' , correspondant est de 500 g.

De cette façon, on peut définir notre échantillonnage par :

$$d = 40 \text{ mm}$$

$$P' = 500 \text{ g}$$

$$2\sigma = 5 \%$$

b) Méthodes analytiques :

Les résultats des dosages (pour SiO_2 et Fe total), qu'a bien voulu me communiquer la direction de la mine de Diélette, ont été obtenus par la voie des analyses chimiques classiques.

Par contre, les échantillons que j'ai recueillis moi-même ont été dosés (pour SiO_2 , Al_2O_3 , Fe total, CaO, MgO et TiO_2) spectrochimiquement par K. GOVINDARAJU (1), à l'aide d'un spectromètre photoélectrique (quantomètre A.R.L.). L'échantillon subit une fusion préalable et la perle obtenue est ensuite broyée dans un broyeur à disques vibrants. La poudre, produit du broyage, est distribuée uniformément sur un ruban adhésif

(1) Assistant de recherche spécialiste, au Centre de Recherches Pétrigraphiques et Géochimiques à Nancy (C.N.R.S.).

(« tape-machine ») qui défile à une certaine vitesse entre deux électrodes. L'excitation est faite par une étincelle de basse tension qui dure environ 30 secondes.

D'une part; il aurait été regrettable de ne pas utiliser les nombreuses données analytiques déjà accumulées par la mine, et d'autre part il n'était pas possible d'envisager dans le cadre du Laboratoire d'analyses chimiques de l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie une série de dosages, conduite par les méthodes classiques alors que le service de quantomètre du Centre de Recherche Pétrographique et Géochimique permettait d'aboutir plus rapidement, plus élégamment et avec une précision comparable. C'est pourquoi, après m'être assuré de la fidélité analytique des deux méthodes je considérais par la suite que la population des erreurs d'analyses est homogène, la dispersion retenue étant la plus forte des deux méthodes, en l'occurrence celle de quantométrie.

c) Expression des résultats :

Il s'agit ici de faire le point sur les paramètres, à travers lesquels s'exprime cette étude statistique des éléments majeurs, et géochimiques des éléments mineurs.

a) Paramètres statistiques :

L'histogramme et la courbe de fréquence :

En représentant les classes arbitraires des teneurs en un élément x en abscisse, et la fréquence de ces teneurs en ordonnée d'un diagramme binaire, nous obtenons des rectangles de hauteur dx_i — suivant les classes des teneurs choisies — et de longueur n_i suivant la fréquence enregistrée. La ligne brisée qui limite les rectangles est appelée *histogramme*. On peut en déduire le polygone des effectifs qui, lorsque l'intervalle de classes dx_i diminue d'amplitude, tend vers la « courbe de fréquence ». Cette courbe peut être considérée comme la représentation géométrique d'une loi de distribution idéale du phénomène étudié.

La courbe de fréquence peut être simple, avec un seul mode, ou plus compliquée, avec deux ou plusieurs modes. Une courbe simple représente, généralement, une seule population (cas étudiés ayant des caractères communs), tandis qu'une courbe présentant plus d'un mode représente généralement plusieurs populations.

Plusieurs paramètres permettent de caractériser la position, la forme, la dissymétrie et l'aplatissement d'une courbe de fréquence simple (MATHERON, 1955) :

a) Paramètres de position :

$$\text{— la moyenne : } \bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$$

— le mode : valeur de x_i correspondant à la plus forte fréquence.

b) Paramètres de dispersion :

— La variance, (ou moment centré d'ordre 2)

$$\sigma^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2$$

— la dispersion ou l'écart type = σ

c) Paramètres de forme :

— le coefficient de variation $V = \frac{\sigma}{\bar{x}}$

— L'estimateur du moment centré d'ordre 3

de la variable réduite $\frac{x_i - \bar{x}}{\sigma}$ est donné par

$$\alpha_3 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n \frac{x_i - \bar{x}}{\sigma} t_i^3$$

$$\text{où } t_i = \frac{x_i - \bar{x}}{\sigma}$$

Si $\alpha_3 = 0$, la courbe est symétrique;

Si $\alpha_3 < 0$, il y a plus de valeurs en dessous de la moyenne qu'en dessus, et vice versa.

— L'aplatissement : $E_c = \alpha_4 - 3$

Pour la courbe dite normale $\alpha_4 = 3$ et $E_c = 0$. Si $\alpha_4 < 0$, la courbe est plus plate que la courbe normale (courbe dite « platicurtique »); dans le cas contraire, la courbe est dite « leptocurtique ».

La courbe cumulative.

C'est la courbe dessinée sur un diagramme binaire, avec les classes des teneurs choisies en abscisses, et les fréquences cumulées en ordonnées.

La droite de Henry.

On trace la « droite de Henry » dans un système de coordonnées où l'échelle des abscisses est logarithmique et celle des ordonnées gaussienne. Les classes de teneur sont portées en abscisses et les fréquences cumulées en ordonnées. Dans le cas où la distribution peut être assimilée à une droite, on dit que la variable x suit la loi Galtonienne ou la loi « log-normale » de distribution.

« L'intervalle de confiance » de la droite peut être ensuite construit d'après un tableau spécial pour tester la validité de cet ajustement à une loi log-normale.

Les paramètres peuvent être déterminés :

A. Graphiquement :

- La médiane γ : est l'abscisse de l'intersection de la droite avec l'ordonnée 5.000.
- L'écart type σ : est l'inverse de la pente de la droite (compte tenu du fait que l'échelle des abscisses est 10, celle des ordonnées étant 5).
- La variance σ^2 : est le carré de l'écart type.

B. Numériquement :

$$\text{— la médiane : } L \gamma = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n Lx_i$$

$$\text{— la variance : } \sigma_{Lx}^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (Lx_i - L \gamma)^2 \quad \text{avec 95 \% de chance pour que}$$

$$\sigma_{Lx}^2 \left[1 - 2 \sqrt{\frac{2}{n-1}} \right] < \sigma_{Lx}^2 < \sigma_{Lx}^2 \left[1 + 2 \sqrt{\frac{2}{n-1}} \right]$$

$$\text{— la moyenne : } m = \gamma e^{\sigma_{Lx}^2/2}$$

Il y a 95 % de chance pour que γ soit compris entre

$$\gamma e^{-2\sigma_{Lx}/n} \quad \text{et} \quad \gamma e^{2\sigma_{Lx}/n}$$

$$\text{— la limite d'erreur : } K = e^{\pm 2 \sqrt{\frac{\sigma^2}{n} + \frac{\sigma^4}{2n}}}$$

Par conséquent l'intervalle réel de m est :

$$mK' \leq m \leq mK''$$

Le nuage de corrélation.

MONJALLON (1954) a défini la « corrélation » comme « le degré de similitude en grandeur et en sens des variations entre les valeurs correspondantes de deux caractères ». Ces deux caractères peuvent être les teneurs de deux éléments dosés dans un minerai.

On peut établir un graphique dont les ordonnées correspondent aux teneurs en un élément y , et les abscisses aux teneurs en un élément x ; chaque échantillon sera traduit par un point sur ce graphique.

L'ensemble des points ainsi présentés forme le « nuage de corrélation » entre les éléments x et y . On peut, alors, dessiner une ellipse qui définit la limite extérieure de ce nuage, et l'ordre de corrélation entre les deux éléments.

Les deux diamètres conjugués et égaux de cette ellipse sont nommés les « *droites de régression* » ou les « *droites d'estimation* » qui passent par le point ayant comme coordonnées les moyennes arithmétiques des teneurs en x et en y. L'une de ces droites est la droite de régression de x par rapport à y, l'autre de y par rapport à x. On peut calculer les pentes de ces deux droites par les équations :

$$a_x = \frac{\sum (x - \bar{x})(y - \bar{y})}{\sum (x - \bar{x})^2} \quad \text{et} \quad a_y = \frac{\sum (x - \bar{x})(y - \bar{y})}{\sum (y - \bar{y})^2}$$

où $\bar{x}$ et $\bar{y}$ sont les moyennes arithmétiques des teneurs en x et y.

Par conséquent, l'équation de la droite de régression de x par rapport à y est :
 $(y - \bar{y}) = a_x (x - \bar{x})$ ou $y = a_x \cdot x + b$

et l'équation de la deuxième droite :

$$(x - \bar{x}) = a_y (y - \bar{y}) \text{ ou } x = a_y \cdot y + b$$

Si les droites de régression sont parallèles aux axes des coordonnées, l'ellipse devient un cercle et on dit qu'il n'y a pas de corrélation entre les deux variables x et y; ce qui ne signifie pas que x et y soient indépendantes (DARMOIS, 1957). Si, au contraire, l'angle entre les deux droites est nul, elles seront parfaitement confondues et l'ellipse se réduira à une droite. Il y aura alors une *corrélation linéaire ou relation fonctionnelle* entre les deux variables. Si encore les deux droites de régression sont obliques par rapport aux axes des coordonnées et ne sont pas confondues, on dit qu'il y a une corrélation entre x et y. Cette corrélation peut être chiffrée par le *coefficient de corrélation linéaire*, r :

$$r = \frac{\sum (x - \bar{x})(y - \bar{y})}{(n-1) \sigma_x \sigma_y} = \frac{a_x' \sigma_x}{\sigma_y} = \frac{a_y' \sigma_y}{\sigma_x}$$

Par définition $-1 < r < 1$. Si $r = \pm 1$, il existe une relation fonctionnelle entre x et y : si $r = 0$, les deux variables peuvent être considérés comme indépendantes au premier et au deuxième ordre (DARMOIS, 1957); et si r est compris entre 0 et ± 1 , il y a une corrélation.

La quantité $\frac{1}{n-1} \sum (x - \bar{x})(y - \bar{y}) = r \cdot \sigma_x \cdot \sigma_y$ est dite « *moment produit* » ou « *covariance* » des deux variables.

Les « *erreurs-types d'estimation* » de x et y sont égales, respectivement à :

$$S_x = \sqrt{\sigma_x^2 (1-r^2)} \quad \text{et} \quad S_y = \sqrt{\sigma_y^2 (1-r^2)}$$

qui sont maxima lorsque $r = 0$ et nuls lorsque $r = \pm 1$. Si on trace deux parallèles à chacune des deux droites de régression, se déduisant de celle-ci par les translations, parallèles aux deux axes Ox et Oy, d'amplitudes S_x et $-S_x$ pour l'une et S_y et $-S_y$ pour l'autre, on aura 68 % des données entre ces deux parallèles.

Toutes les équations citées auparavant s'appliquent au cas où les données obéissent à la loi dite « *normale* ». Dans le cas où ces données obéissent à la loi « *log-normale* », les variables L_x et L_y remplaceront les variables x et y dans les équations.

La signification du nuage de corrélation.

Selon U.-G. MATHERON (1955), il est possible de déceler les ensembles génétiquement homogènes par le moyen du nuage de corrélation. C'est ainsi que l'examen d'un nuage hétérogène permet de distinguer des zones où la densité de points est égale. Il convient alors de vérifier si la distribution géologique des points appartenant à une même zone d'égale densité — en éliminant les franges minéralisées des basses teneurs — confirme la distribution statistique de ces zones. On distingue, grâce à cette technique, des ensembles statistiques homogènes dans un volume analysé V.

Toujours selon MATHERON, une formation génétiquement homogène présente, théoriquement, une distribution log-normale des teneurs, en ses différents éléments, avec des coefficients de corrélation variables, sans qu'aucune distribution normale ne se révèle à l'examen des différents nuages de corrélation, que, seulement, lorsque le nombre des échantillons tend vers l'infini.

b) *Paramètres géochimiques de Landergren :*

Pour l'étude géochimique des minerais de fer suédois, LANDERGREN utilisa six paramètres pour caractériser ses différents types de minerais :

1. *Le « rapport du quartz » (« quartz ratio ») :*

$$\text{qsv (ou qv si l'on exclut le sable)} = \frac{100 \text{ SiO}_2}{\text{SiO}_2 + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO} + \text{MnO}}$$

en pourcentages moléculaires.

2. *Le degré d'oxydation :*

$$\text{og} = \frac{100 (0,300 + 0,222 \text{ p})}{\frac{0,3}{0,7} (0,700 + 0,778 \text{ p})}$$

où $p = \text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ en pourcentage de poids.

3. *Le rapport MgO/CaO :*

$$\text{mc} = \frac{100 \text{ MgO}}{\text{MgO} + \text{CaO}}$$

en pourcentages moléculaires.

4. *Le rapport MgO/FeO :*

$$\text{mgf} = \frac{100 \text{ MgO}}{\text{MgO} + \text{FeO}}$$

en pourcentages moléculaires.

5. *Le rapport K₂O/Na₂O :*

$$\text{Kn} = \frac{100 \text{ K}_2\text{O}}{\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}}$$

en pourcentages moléculaires.

6. *Le rapport Mn/Fe :*

$$\text{mf} = \frac{100 \text{ Mn}}{\text{Mn} + \text{Fe}}$$

en pourcentages moléculaires.

3. LES RESULTATS ET LEUR INTERPRETATION.

a) L'étude statistique des éléments majeurs Fe et Si :

L'étude statistique des éléments majeurs Fe et Si, correspondant au désir d'homologation des couches et de définition de la répartition des teneurs suivant des populations homogènes, a abouti aux résultats suivants :

a) Les courbes de fréquence et les courbes cumulatives :

Des courbes de fréquence du fer et de la silice ont été construites pour toutes les couches de minerais reconnues au fond de la mine de Diélette. On peut résumer ces courbes par les deux tableaux ci-après, pour le fer et la silice respectivement :

TABLEAU VI

Couche	Nombre de données	% minimum de fer	% maximum de fer	Modes (en ordre de fréquence décroissante)			Remarques
1 ^{re}	32	20	60	32,5	52,5	—	
2 ^e (1)	40	33	59	46	52	58	Faible fréquence entre 33 et 45 %.
5 ^e	24	25	60	52	38	—	Le nombre des données est assez faible.
Banc du mur de la 4 ^e	68	42	62	57	—	—	Croissance graduelle entre 40 et 57 %, décroissance brusque entre 57 et 62 %.
Banc du toit de la 4 ^e	96	26	60	51	—	—	Deux modes rudimentaires entre 34 et 44 %.
6 ^e	33	31	61	58	—	—	Faible fréquence entre 31 et 55 % avec trois petits modes.
7 ^e	16	20	60	55	42	—	Résultat douteux à cause du faible nombre de données.
Nouvelle	167	28	58	51	38	—	

TABLEAU VII

Couche	Nombre de données	% minimum de silice	% maximum de silice	Modes (en ordre de fréquence décroissante)			Remarques
1 ^{re}	31	3	25	22	8	—	Grande dispersion.
2 ^e	42	1,5	16,5	6,5	4	—	Presque tous les cas sont compris entre 3 et 10 % avec un petit mode à 12 %.
5 ^e	23	1	23	8	14	—	Nombre de données insuffisant.
Banc du mur de la 4 ^e	61	2	8,5	2,8	—	—	95 % des données entre 2 et 4 % silice.
Banc du toit de la 4 ^e	95	1	18	6,5	—	—	
6 ^e	31	1,5	13,5	3	—	—	Presque tous les cas sont compris entre 1,5 et 5,5 %.
7 ^e	16	1,5	19,5	4,5	12,5	—	Nombre de données très insuffisant.
Nouvelle	168	1	25	6	14	—	Croissance brusque de fréquence à 6 %.

(1) Qui représenterait l'ensemble de la 5^e couche et les bancs du mur et du toit de la quatrième (voir p. 89).

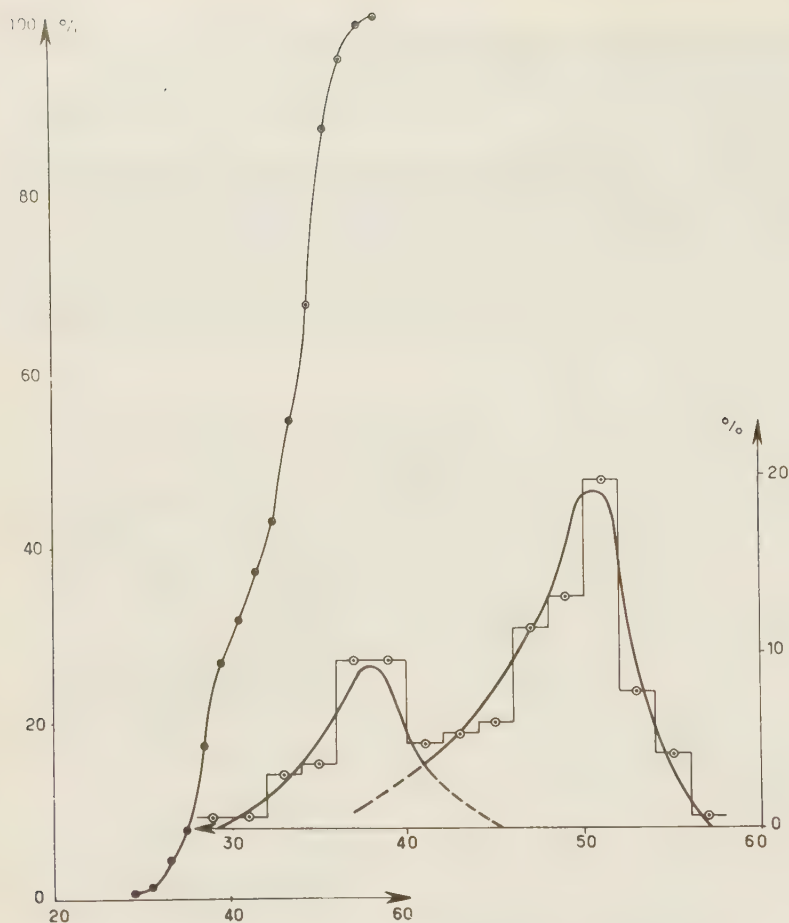


FIG. 41 —

Courbe de fréquence et courbe cumulative
des teneurs en fer de la nouvelle couche

De ces deux tableaux, on peut remarquer que :

1. Le banc du mur et le band du toit de la quatrième couche, ainsi que la sixième couche présentent une distribution unimodale de fer et de silice.
2. Toutes les autres couches, à l'exception de la deuxième couche unie, présentent une distribution bimodale pour le fer et la silice.
3. La deuxième couche présente une distribution trimodale pour le fer et pratiquement bimodale (avec un troisième petit mode) pour la silice. Deux des trois modes de fer et les deux modes de silice, correspondent à peu près aux modes du banc du mur et du banc du toit. La troisième mode de fer (le plus faible en teneur) peut correspondre au mode le plus faible de la cinquième couche. Ceci semble également vrai pour le troisième petit mode de silice.
4. La première couche présente un mode pour le fer qui est plus faible en teneur et un mode, pour la silice qui est le plus fort.
5. La sixième couche et le banc du mur de la quatrième couche présentent les modes les plus forts en fer et les plus faibles en silice.

Ces remarques peuvent être interprétées de la façon suivante :

1. Toutes les couches, à l'exception de la deuxième unie et de la sixième, présentent des distributions de teneurs en fer et en silice, qui seraient considérées, a priori, comme renfermant DEUX POPULATIONS différentes, l'une plus riche en fer et plus pauvre en silice, l'autre étant de caractère inverse.
2. Comme on le sait, les bancs du mur et du toit de la quatrième couche sont, par endroits, unis en une seule unité, et comme ces deux bancs présentent chacun des distributions uni-modales de teneurs en fer et en silice, on doit douter que les deux populations que présentent les différentes couches de minerai correspondraient à deux parties, l'une au mur, l'autre au toit de chaque couche. Il faut noter, toutefois, que ce n'est qu'une supposition proposée par l'exemple de la quatrième couche et de ses deux bancs.
3. La deuxième couche semble présenter trois populations différentes. Cela n'est pas étonnant puisque cette couche correspond, par endroits, à trois bandes de minerais : la cinquième couche et les bancs du mur et du toit de la quatrième couche (voir p. 89).

4. La sixième couche ne présente qu'une seule population, ce qui semble assez inexplicable dans l'état actuel des renseignements.

La continuation logique de cette étude serait la séparation des deux (ou trois dans le cas de la deuxième couche) populations de chaque couche afin de les caractériser par les différents paramètres énumérés p. . Mais comme une telle séparation demande un travail statistique très poussé, qui sortirait du cadre de cette étude, fondamentalement géologique, j'ai reconcé à suivre ce chemin (1).

Par contre, on doit porter un intérêt spécial à l'égard du phénomène de la présence de deux « parties » dans les couches de minerai qui semblent homogènes aux observations du géologue. C'est afin d'éclaircir ce phénomène que l'étude a été poursuivie.

Il me semblait que la meilleure façon de continuer cette étude des distributions serait celle basée sur la notion de la hauteur des prélèvements des échantillons par rapport aux murs des couches.

Possédant les analyses d'environ 170 échantillons de la nouvelle couche prélevés au hasard à toutes les hauteurs, l'étude détaillée de cette couche semblait la plus logique.

La nouvelle couche, d'épaisseur plus ou moins constante, étant de l'ordre de 6 mètres, a été arbitrairement divisée en 6 tranches ayant chacune un mètre d'épaisseur. C'est ainsi que les échantillons, ou plutôt les données, peuvent être groupés en 6 classes suivant la hauteur de la tranche (par rapport au mur) dans laquelle ils ont été prélevés.

Pour chacune de ces 6 tranches, les moyennes arithmétiques des teneurs en fer et en silice, ainsi que l'écart type de la distribution de ces deux éléments ont été calculés et sont présentés dans le tableau suivant:

TABLEAU VIII

Hauteur de la tranche (m)	$\overline{\text{Fe}}$	$\sigma \text{ Fe}$	$\overline{\text{Si}}$	$\sigma \text{ Si}$
0 - 1	47,54	4,66	8,79	3,07
1 - 2	51,01	3,34	6,14	1,73
2 - 3	48,27	4,46	8,29	3,33
3 - 4	43,85	6,49	11,80	5,16
4 - 5	41,54	5,37	13,20	3,73
5 - 6	37,10	5,57	15,89	4,56
La couche unie	45,94	5,52	10,07	4,26

On déduit de l'examen de ce tableau que:

1. En ne tenant pas compte de la première tranche (0-1) on constate une décroissance graduelle de la teneur moyenne en fer avec la hauteur du prélèvement, ainsi qu'une croissance parallèle de la teneur moyenne en silice. Autrement dit, le minerai est de plus en plus pauvre lorsqu'on s'approche du toit de la couche. L'exception que fait à cette règle la première tranche peut être expliquée par la contamination en stérile de quelques échantillons prélevés à proximité immédiate du mur (dont le tracé n'est pas toujours facile à repérer).

2. Les écarts-types des distributions des deux éléments — fer et silice — présentent un phénomène assez particulier. C'est ainsi qu'on remarque deux minima dans les valeurs des écarts-types de chaque élément qui correspondent aux deux tranches 1-2 et 4-5 m. Autrement dit, on sera enclin à croire, toutefois avec réserve, que la distribution des deux éléments dans ces deux tranches est plus tassée par rapport aux tranches qui les bordent des deux côtés.

(1) Toutefois, une séparation graphique approximative des deux populations que présente la courbe de fréquence de la nouvelle couche, pour le fer (fig. 41), et leur transmission sur papiers logarithmiques, gaussio-logarithmiques et gaussio-arithmétiques, n'a pas abouti à leur ajustement à aucune de ces trois lois; une séparation mathématique précise des populations est indispensable.

3. On peut facilement remarquer que si on divise la couche en deux « bancs », l'un entre 0 et 3 mètres et l'autre entre 3 et 6 mètres, du mur, les deux tranches qui présentent le moins d'écart-types se situeraient, l'une au milieu du premier banc et l'autre au milieu du deuxième. On remarquera, en outre, que l'ordre de ces écart-types, est sensiblement plus élevé dans la somme des trois tranches supérieures que dans celle des tranches correspondantes inférieures.

Sur la fig. 42, les moyennes arithmétiques et les écart-types sont présentés graphiquement en fonction de la hauteur, dont l'influence dominante sur ces paramètres se montre évidente.

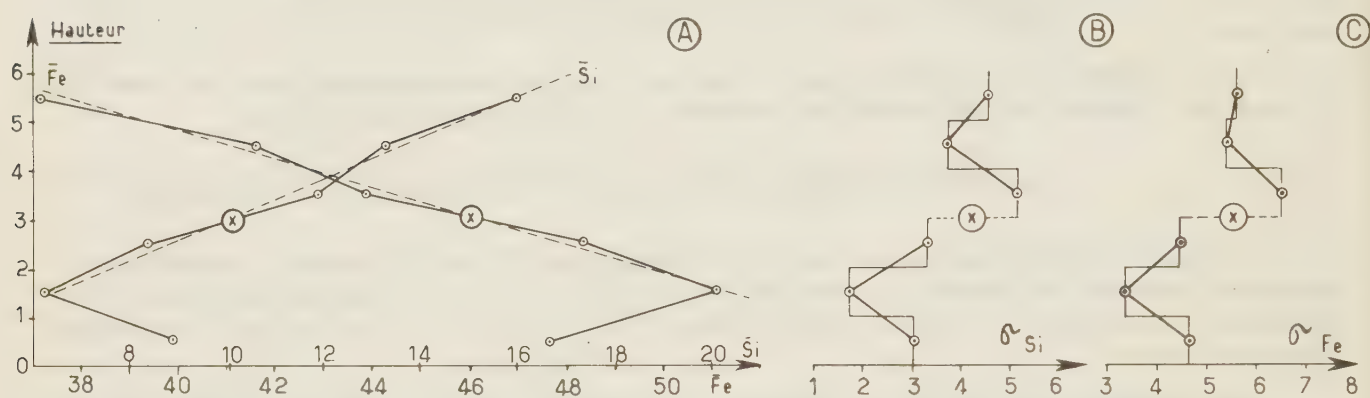


FIG. 42 — Distribution des teneurs moyennes et écart-types de Fe et Si dans les six tranches de la nouvelle couche.

A — Distribution des teneurs moyennes de Fe et Si
B — Distribution des écart-types de Si
C — Distribution des écart-types de Fe

Ensuite, les courbes de fréquence de chaque tranche ont été tracées. Elles peuvent être résumées par les deux tableaux suivants, l'un étant pour le fer, l'autre pour la silice.

TABLEAU IX

Tranche (en mètres)	Nombre de données	Minimum de teneur en fer	Maximum de teneur en fer	Modes (en ordre de fréquence décroissante)		Remarques
				1°	2°	
0 - 1	25	33	53	50	—	Mode rudimentaire à 35 %.
1 - 2	31	36	60	51	—	Deux modes rudimentaires à 37 et 59 %.
2 - 3	25	37	55	50	—	Mode rudimentaire à 38 %.
3 - 4	25	29	57	39	51	
4 - 5	30	30	58	40	48	
5 - 6	16	25	53	39	51	Le deuxième mode est petit.

TABLEAU X

Tranche (en mètres)	Nombre de données	Minimum de teneur en silice	Maximum de teneur en silice	Modes (en ordre de fréquence décroissante)		Remarques
				1°	2°	
0 - 1	25	5	19	8	—	
1 - 2	31	2	12	5	—	
2 - 3	25	3	19	6	—	
3 - 4	25	1	24	10	18	Les deux modes sont de fréquence égale.
4 - 5	30	4	24	14	—	
5 - 6	16	4	28	18	—	Un deuxième petit mode à 26.

Dans le premier tableau, on remarque une similitude évidente, d'un côté entre les trois tranches inférieures, et de l'autre entre les trois tranches supérieures. Les tranches inférieures présentent une distribution uni-modale des teneurs en fer, ayant le maximum de fréquence à 50 ou 51 % Fe. Le deuxième groupe de tranches présente une distribution bimodale : un mode varie entre 39 et 40 % de Fe, le deuxième varie entre 48 et 51 % Fe.

On a donc affaire à *deux bancs statistiquement différents*, un banc inférieur avec une distribution simple renfermant, a priori, *une seule population*, et un banc supérieur renfermant, encore a priori, *deux populations* différentes. L'une de ces deux populations correspondrait à celle que présente le banc inférieur tandis que l'autre a une teneur plus faible en fer. Cette constatation sera d'une certaine valeur quand on discutera les interprétations de cette étude (voir p. 146).

Dans le deuxième tableau, on constate toujours la similitude entre les trois tranches inférieures. Quant aux tranches supérieures, on ne remarque une telle similitude qu'entre les deux tranches du sommet, qui ont *une distribution uni-modale des teneurs en silice*. Par contre, la tranche 3-4 mètres présente une distribution *bimodale*; l'un des modes correspondrait à celui présenté par les deux tranches supérieures, l'autre pourrait correspondre à celui des trois tranches inférieures.

On peut résumer ces remarques de la façon suivante :

1. La hauteur, par rapport au mur de la couche, est un facteur dominant de la distribution des teneurs en fer et en silice.

2. On peut donc considérer la couche comme formée de *deux bancs* statistiquement différents : l'un près du mur, l'autre près du toit.

3. Le banc inférieur, d'environ 3 mètres d'épaisseur, présente une distribution simple — d'une seule population — des teneurs en fer et en silice.

4. Le banc supérieur, d'environ 3 mètres d'épaisseur, se divise en deux parties :

a) La partie supérieure (environ 2 mètres) présente une distribution simple des teneurs en silice et une distribution complexe (deux populations au moins) des teneurs en fer.

b) La partie inférieure (d'environ 1 mètre d'épaisseur) montre une distribution complexe (avec deux populations au moins) des teneurs en fer et en silice. On tend à considérer cette partie comme une transition entre le banc inférieur et le banc supérieur : *une transition sans caractères propres à elle-même.*

Ensuite, les courbes de fréquence des bancs 0-3 mètres et 4-6 mètres pour le fer et pour la silice ont été tracées. Les caractères de ces courbes sont représentés dans les deux tableaux suivants :

TABLEAU XI

Banc	Nombre de données	Minimum de teneur en fer	Maximum de teneur en fer	Modes		Remarques
				1°	2°	
0 - 3	81	32	60	51	—	Croissance graduelle entre 32 et 46 % ; le plus grand nombre des cas est compris entre 46 et 56 %.
4 - 6	46	24	56	39	47	

TABLEAU XII

Banc	Nombre de données	Minimum de teneur en silice	Maximum de teneur en silice	Modes		Remarques
				1°	2°	
0 - 3	46	2	18	7	—	
4 - 6	81	5	27	14	—	

Les distributions des teneurs en fer et en silice dans chaque tranche ont été transcrites sur papiers logarithmiques, semi-logarithmiques, gausso-arithmétiques et gausso-logarithmiques.

On constate les faits suivants :

Sur les papiers logarithmiques, on n'a pas obtenu de droites pour la distribution de la silice, tandis que pour celles du fer, les tranches inférieures 0-3 mètres semblent s'accommoder de droites, ce qui est d'ailleurs délicat à confirmer puisque leur pente s'approche de l'infini.

Sur les papiers semi-logarithmiques et gausso-arithmétiques, aucune distribution ne s'accorde à une droite.

Sur les papiers gausso-logarithmiques, la courbe de silice du banc inférieur (0-3 mètres) peut être assimilée à une droite, mais encore sous toutes réserves, sa pente se rapprochant de l'infini.

L'ajustement des distributions des teneurs en fer et en silice dans les deux bancs de la couche demanderait un travail statistique assez long et compliqué. C'est pour cette raison que le cours de cette étude a été dévié vers une autre voie qui semble plus utile quant aux buts envisagés : la corrélation entre le fer et la

silice.

b) *Nuage et coefficient de corrélation :*

Les principes d'une telle étude de corrélation ont été exposés auparavant (p.134). Cette méthode a été appliquée pour toutes les couches reconnues au fond de la mine. Pour certaines de ces couches, le nombre de données est assez ou trop faible, si bien que leur résultat peut ne pas avoir une signification précise. Pour d'autres, le nombre de données semble suffisant pour que le résultat soit significatif; c'est notamment le cas de la nouvelle couche.

A part la construction graphique du nuage de corrélation entre le fer et la silice, les différents paramètres qui peuvent caractériser cette corrélation ont été calculés pour les différentes couches et sont présentés dans le tableau suivant :

TABLEAU XIII

Couches	Nombre des données	$\bar{Fe}$	$\bar{Si}$	σ_{Fe}	$\frac{\sigma_{Fe}}{\bar{Fe}}$	σ_{Si}	$\frac{\sigma_{Si}}{\bar{Si}}$	a_{Fe}	a_{Si}	r (coef. corrél- ation)	conva- riance	S_{Fe}	S_{Si}
1 ^{re}	30	30.04	15.50	9.65	0,25	6,67	0,43	— 0,64	— 1,33	— 0,93	— 59,83	3.60	2.50
2 ^e	41	49.38	6.91	7.12	0,14	2,82	0,41	— 0,33	— 2,11	— 0,84	— 16,78	3,90	1.54
5 ^e	24	48,42	9,39	8,08	0,17	4,65	0,49	— 0,56	— 1,69	— 0,97	— 36,45	1,98	1,14
Banc du mur de la 4 ^e	61	54,46	3,19	4,34	0,08	1,07	0,34	— 0,08	— 1,25	— 0,31	— 1,44	4,13	1.02
Banc du toit de la 4 ^e	82	47,11	7,54	6,03	0,13	2,74	0,36	— 0,42	— 2,06	— 0,94	— 15,40	2,14	0,97
6 ^e	29	54,24	4,38	7,10	0,13	2,40	0,55	— 0,32	— 2,79	— 0,95	— 16,12	2,25	0.76
7 ^e	14	46,40	6,78	10,73	0,23	4,15	0,61	— 0,33	— 2,18	— 0,84	— 37,40	5,78	2.24
Nouvelle	118	45,94	10,07	5,52	0,12	4,26	0,42	— 0,75	— 1,26	— 0,97	— 22,81	1,34	1,04

Les équations des deux droites de régression de l'ellipse de corrélation de chaque couche ont été aussi calculées d'après :

$$y = a_x \cdot x + b \quad \text{et} \quad x = a_y \cdot y + b'.$$

On obtient les résultats suivants :

Première couche :	Si = - 0,64 Fe + 40,49 Fe = - 1,33 Si + 59,66
Deuxième couche :	Si = - 0,33 Fe + 23,21 Fe = - 2,11 Si + 63,97
Cinquième couche :	Si = - 0,56 Fe + 36,51 Fe = - 1,69 Si + 64,29
Banc du mur (Quatrième couche):	Si = - 0,08 Fe + 7,55 Fe = - 1,25 Si + 58,45
Banc du toit (Quatrième couche):	Si = - 0,42 Fe + 27,33 Fe = - 2,06 Si + 62,64
Sixième couche :	Si = - 0,32 Fe + 21,74 Fe = - 2,79 Si + 66,46
Septième couche :	Si = - 0,33 Fe + 22,09 Fe = - 2,18 Si + 61,18
Nouvelle couche :	Si = - 0,75 Fe + 44,52 Fe = - 1,26 Si + 58,63

Dans le tableau n° XIII, on remarque que le coefficient de corrélation entre le fer et la silice, pour toutes les couches, sauf le banc du mur, est très élevé. *La relation s'approche d'une fonction linéaire.*

Le cas exceptionnel du banc du mur peut être mieux compris si l'on regarde le tableau des paramètres de LANDERGREN, p. 147. On voit dans ce tableau que le banc du mur renferme des minerais peu siliceux (très faible qvs). Quand on regarde le paramètre mc, on s'aperçoit aussi que ce banc présente le chiffre le moins élevé pour ce paramètre. On peut donc admettre que les minerais du banc du mur sont des minerais plus calciques que siliceux. Cela suffirait, à mon avis, pour expliquer le faible coefficient de corrélation entre le fer et la silice que présente ce banc de minerai.

Comme le nombre des données, pour la construction du nuage de corrélation de la nouvelle couche, est suffisant pour que le résultat soit assez précis et significatif, j'ai choisi cette couche pour continuer l'étude.

Graphiquement (fig. 43), les 133 échantillons représentant cette couche ont été utilisés pour construire le nuage de corrélation. On distingue très rapidement deux parties dans ce nuage :

1. La grande majorité des cas (118) constitue une ellipse très allongée dont le grand axe a une pente négative.
2. Le reste des points (15) se trouve réparti sur une surface assez étendue à gauche de la première ellipse. Il est fort probable que ces points représentent des données aberrantes, ou une « frange minéralisée ».

Il fallait donc trouver une justification qui nous permettrait de les éliminer des calculs. Cette justification n'a pas été difficile à trouver. En se référant au prélèvement de ces échantillons on s'aperçoit qu'ils sont de provenance de l'une des deux tranches 0-1 m ou 5-6 m (par rapport au mur) où il y a la possibilité d'une contamination des minerais par le stérile du mur ou du toit de la couche. C'est donc à l'échantillonnage qu'on peut attribuer la responsabilité de la qualité non représentative de ces données aberrantes. Je me suis donc permis de les éliminer des calculs.

Suivant la technique de MATHERON (1955), relative à la séparation des zones d'égale densité, pour distinguer des ensembles statistiques homogènes, on peut remarquer que la densité des points est plus élevée dans la partie supérieure de l'ellipse que dans sa partie inférieure, de sorte que l'on pourrait séparer cette ellipse en deux parties. Ceci étant, on cherchera à vérifier si la distribution géologique des points appartenant à chacune de ces deux parties confirme leur distribution statistique.

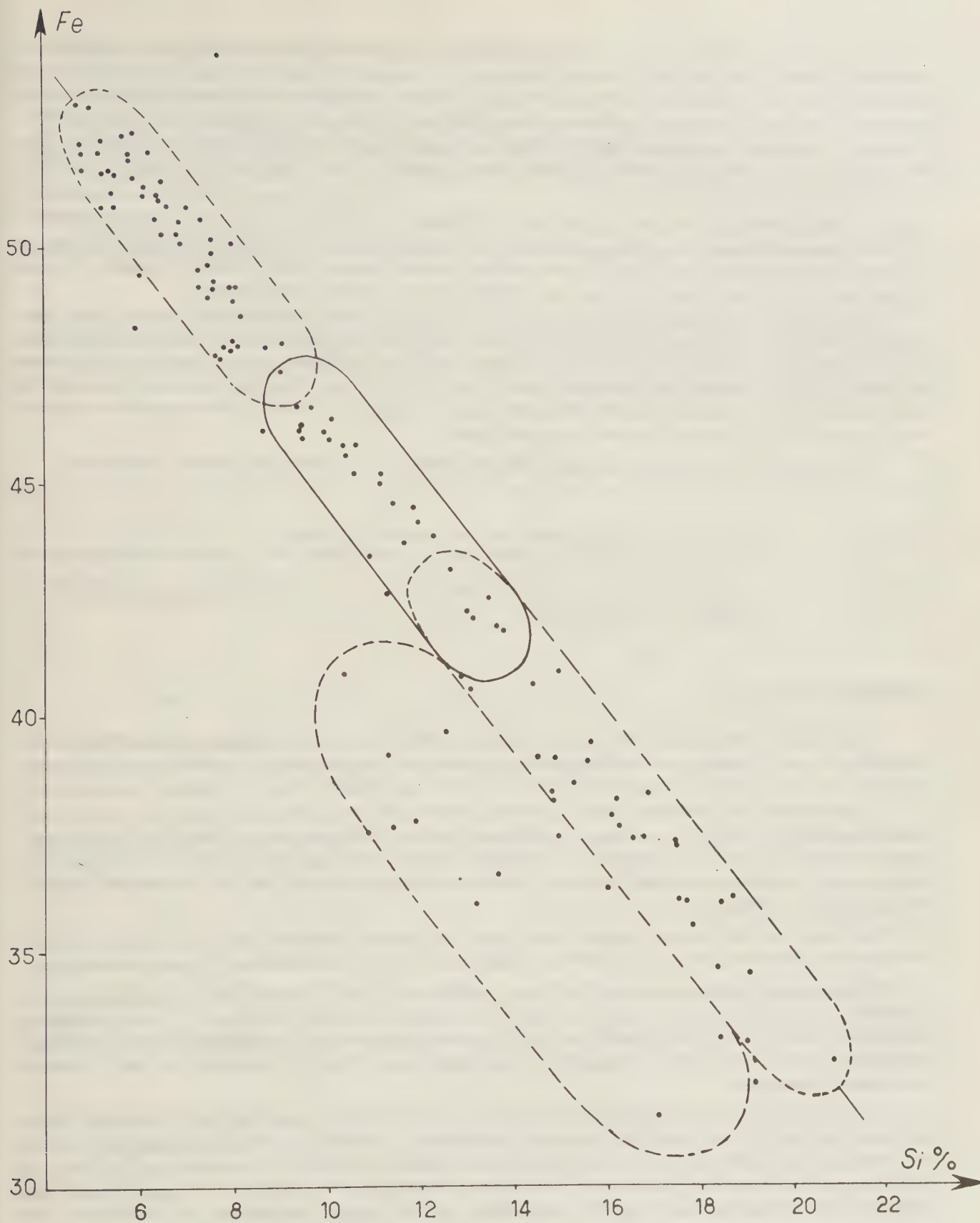


FIG. 43 — Diagramme de corrélation entre Fe et Si pour la nouvelle couche.

Le résultat est affirmatif. Tous les points appartenant à la partie supérieure de l'ellipse représentent des échantillons prélevés dans les trois tranches inférieures de la couche (0-3 mètres de mur). Quant aux points appartenant à la partie inférieure de l'ellipse, la majorité d'entre eux représentent les trois tranches supérieures (3-6 mètres); mais on trouve aussi quelques points représentant les tranches inférieures. Ceci m'a permis d'admettre la présence d'une zone intermédiaire où se superposent les deux parties de l'ellipse (voir fig. 43). Dans cette zone de superposition, la majorité des points appartiennent soit aux tranches inférieures (0-3 mètres), soit à la tranche intermédiaire (3-4 mètres).

On peut résumer les résultats de cette étude des nuages de corrélation par les deux remarques suivantes:

a) Toutes les couches de minerai, à l'exception du banc du mur de la quatrième couche, montrent un coefficient de corrélation très élevé qui s'approche d'une fonction linéaire ($0,84 < r < 0,97$). L'exception du banc du mur peut être expliquée par le fait que ses minerais sont plus calciques que siliceux.

b) L'ellipse de corrélation entre le fer et la silice pour la nouvelle couche semble être un nuage hétérogène. C'est ainsi qu'on peut distinguer deux zones géologiquement homogènes au sein de cette ellipse: une zone supérieure, plus riche en fer et moins riche en silice, qui correspond au banc inférieur de la couche (0-3 mètres du mur), et une zone inférieure, moins riche en fer et plus riche en silice, qui correspond au banc supérieur de la couche (3-6 mètres). Ces deux zones se superposent; la zone de superposition correspondrait, en majorité, à la tranche intermédiaire de 3-4 mètres.

Ceci confirme les conclusions auxquelles on est arrivé lors de l'étude des courbes de fréquence:

- a) La nouvelle couche est *statistiquement* hétérogène.
- b) La hauteur, par rapport au mur de la couche, est un facteur prédominant sur la distribution des teneurs en fer et en silice.
- c) La couche est constituée de deux bancs: l'un inférieur, étant plus riche en fer et moins riche en silice que l'autre, supérieur, avec une tranche intermédiaire entre 3 et 4 mètres du mur de la couche.

INTERPRETATIONS.

1. En essayant d'interpréter ces résultats statistiques du point de vue géologique, il conviendrait d'abord de remplacer le mot « hauteur » par « niveau stratigraphique ». On peut donc dire que la *distribution des teneurs en Fe et Si dans les couches de minerai est dominée par le niveau stratigraphique à l'intérieur de ces couches.*

2. Le coefficient de corrélation proche de l'unité, entre le fer et la silice, peut avoir une certaine signification interprétative. En effet, on considère généralement qu'une corrélation linéaire traduit une énergie commune de réaction, et donc un mécanisme assez simple, mettant en jeu un nombre restreint de facteurs. Un tel schéma me semble être d'origine mécanique, plutôt qu'une genèse mettant en jeu de nombreux facteurs thermodynamiques indépendants.

En outre, une telle relation linéaire laisse prévoir une grande possibilité pour qu'un mécanisme unique ait déterminé la répartition du fer et celle de la silice, qui, elle, est définitivement d'origine sédimentaire.

3. La valeur moyenne des teneurs en fer décroît graduellement avec la hauteur du niveau stratigraphique à l'intérieur de la nouvelle couche. Autrement dit, la concentration du fer par rapport à la silice diminue *graduellement* vers le toit de la couche. Cela présuppose un mécanisme de concentration mis en jeu durant une période assez étalée, et non spontanément, vraisemblablement durant la formation de toute l'épaisseur de la couche minéralisée.

4. Le fait que les trois tranches inférieures de la nouvelle couche présentent une distribution simple des teneurs en Fe et Si, avec une seule population, tandis que les tranches supérieures montrent une distribution hétérogène des teneurs en Fe, et le fait que les deux parties du nuage de corrélation entre le fer et la silice sont plus ou moins superposés, me laisse croire à la présence de « reliques » de la population du banc inférieur dans les tranches supérieures (et spécialement dans la tranche intermédiaire de 3-4 mètres). Cela implique un *changement graduel des conditions (physico-chimiques) de formation des minerais.*

b. L'ETUDE GEOCHIMIQUE DES ELEMENTS MINEURS :

PARAMETRES DE LANDERGREN

Un dosage spectrochimique des éléments Si, Al, Fe⁺⁺, Fe⁺⁺⁺, Mg, Ca et Mn a été fait pour 133 échantillons prélevés au hasard dans les différentes couches de minerai. Malheureusement le dosage de K et Na dans ces échantillons ne fut pas possible durant la préparation de cette étude. C'est ainsi que le paramètre Kn de LANDERGREN ne figure pas dans les résultats.

Ainsi, les cinq paramètres qvs, og, mc, mgf et mf ont été calculés pour chaque échantillon analysé. Ensuite on a déduit, pour les différentes couches, la valeur moyenne de chaque paramètre (tableau n° XIV).

On aurait pu également commencer par le calcul des moyennes des pourcentages des différents éléments dans chaque couche, à partir desquelles on déduirait la valeur moyenne de chaque paramètre. Or, comme la majorité des couches présente statistiquement des distributions complexes, à deux ou plus de populations, et comme le calcul des moyennes des teneurs doit, *pour avoir une signification valable, s'effectuer sur une population unique et simple*, on devrait d'abord séparer les différentes populations de chaque couche pour un élément donné. Du fait du nombre relativement restreint des analyses, cette séparation est presque irréalisable; ce qui m'a conduit à adopter la méthode citée plus haut.

TABLEAU XIV

paramètre couche	qvs N = 104	og N = 115	mc N = 132	mgf N = 133	mf N = 118
1 ^{re}	> 73,12 N = 11	90,83 N = 12	41,52 N = 14	13,35 N = 14	~ ≥ 0,605 N = 14
2 ^e (unie)	≥ 45,58 N = 11	91,53 N = 10	46,82 N = 15	19,49 N = 14	≥ 0,050 N = 11
5 ^e	≈ 54,62 N = 12	92,25 N = 12	≈ 50,97 N = 14	16,56 N = 14	≥ 0,108 N = 14
Banc du mur de la 4 ^e	≤ 31,55 N = 4	94,54 N = 13	> 33,48 N = 14	21,28 N = 14	≥ 0,281 N = 13
Banc du toit de la 4 ^e	46,63 N = 13	93,85 N = 13	47,15 N = 13	21,77 N = 13	≥ 0,000 N = 13
6 ^e	≤ 36,99 N = 5	93,79 N = 7	≈ 42,21 N = 13	12,32 N = 13	≥ 0,035 N = 13
7 ^e	< 40,00 N = 13	83,83 N = 12	≈ 57,69 N = 14	14,51 N = 14	≥ 0,128 N = 14
Nouvelle	≥ 65,54 N = 35	96,59 N = 36	46,18 N = 37	32,40 N = 37	0,800 N = 36

Dans ce tableau, N désigne le nombre d'échantillons utilisés pour le calcul. Plusieurs chiffres sont approximatifs, du fait du manque de précision d'une partie des analyses.

De ce tableau, on remarque que :

1. La première et la nouvelle couche sont les plus siliceuses; puis on trouve, dans l'ordre décroissant, la cinquième, le banc du toit de la quatrième, la septième, la sixième et le banc du mur de la quatrième couche. La deuxième (globalement) a une teneur en SiO_2 très proche de celle du banc du toit de la quatrième couche.

2. La nouvelle couche est la couche qui présente le plus haut degré d'oxydation, tandis que la septième et la première sont les couches les moins « oxydées », suivies par la deuxième, la cinquième; le banc du toit de la quatrième, la sixième et le banc du mur de la quatrième.

La distribution des valeurs de ce paramètre est en parfait accord avec les résultats de l'analyse de la quantité relative de la magnétite (p. 127) qui montrent que lorsqu'on s'éloigne du massif granitique, la magnétite devient de moins en moins abondante.

3. Les minerais du banc du mur de la quatrième couche sont les plus calciques, tandis que la septième couche présente les minerais les moins calciques. Entre les deux extrêmes, la première, la sixième, la nouvelle, la deuxième, le banc du toit de la quatrième et la cinquième couche s'intercalent avec des valeurs croissantes du paramètre mc.

4. La teneur en FeO , plus que la teneur en MgO semble dominer le paramètre mgf. C'est ainsi que les couches pauvres en FeO (og élevé) présentent un paramètre mgf élevé et vice-versa. On peut citer notamment les cas de la nouvelle, de la première et de la septième couche. Il semble toutefois que la deuxième couche et les deux bancs de la quatrième sont assez riches en MgO , tandis que la sixième couche en est pauvre.

5. Le paramètre mf présente la dispersion la plus notable. Ainsi, on trouve que la nouvelle et la première couche ont une valeur de mf relativement élevée, tandis que les autres couches présentent des chiffres très réduits pour ce paramètre.

Des corrélations entre ces paramètres, sur des diagrammes binaires ont été effectuées; j'en donne les résultats, sous toute réserve, les nuages de points étant très dispersés :

a) Sur un diagramme og-mc (fig. 44), on constate une corrélation négative entre ces deux paramètres; ce qui signifie que plus le FeO est élevé, plus le MgO est élevé par rapport à CaO ; conséquence normale de la facilité du remplacement des molécules du FeO par celles de MgO et vice-versa.

b) Sur le diagramme og-mgf (fig. 44), on constate une faible corrélation positive entre ces deux paramètres : plus le degré d'oxydation est faible, plus le rapport MgO/FeO est fort.

c) Aucune autre corrélation n'a été constatée entre les paramètres de LANDERGREN, si ce n'est une faible corrélation positive entre mf et mg (fig. 44).

En outre, des histogrammes de la distribution des fréquences des valeurs de chacun des cinq paramètres ont été construits pour l'ensemble des échantillons (fig. 45). Dans sa publication sur la géochimie des minerais de fer en Suède, LANDERGREN donnait de tels histogrammes pour neuf gisements différents. Une comparaison entre ces histogrammes et les nôtres pourrait aboutir à la détermination du « type du minerai » de Diélette, ou, le cas échéant, simplement à le rapprocher de l'un ou l'autre des gisements suédois étudiés.

C'est ainsi que je constate, par comparaison, que l'histogramme de la distribution des pourcentages de fréquence des paramètres qvs, mf et mc, s'approche le plus des histogrammes correspondants des minerais de fer du centre de la Suède (la moyenne de la région) présentés par S. LANDERGREN. Cependant, l'histogramme du paramètre og ne s'approche que de loin de l'histogramme correspondant des « quartz-bande ores » de la région de Striberg, tandis que l'histogramme du paramètre mgf n'a pas de correspondant dans les minerais suédois.

En ce qui concerne le paramètre og, il est intéressant de noter que le og de la magnétite pure est 88,9 tandis que celui de l'oligiste pur est 100. Or, nous trouvons dans l'histogramme de ce paramètre, pour le gisement de Diélette, deux maxima, l'un entre 88 et 82, l'autre entre 96 et 98. Cela est en parfait accord avec le fait que la majorité des minerais est constituée par les deux minéraux: magnétite et oligiste, ensemble et non pas l'un ou l'autre, comme c'est le cas dans les gisements suédois (à l'exception des « banded quartz ores » de la région de Striberg).

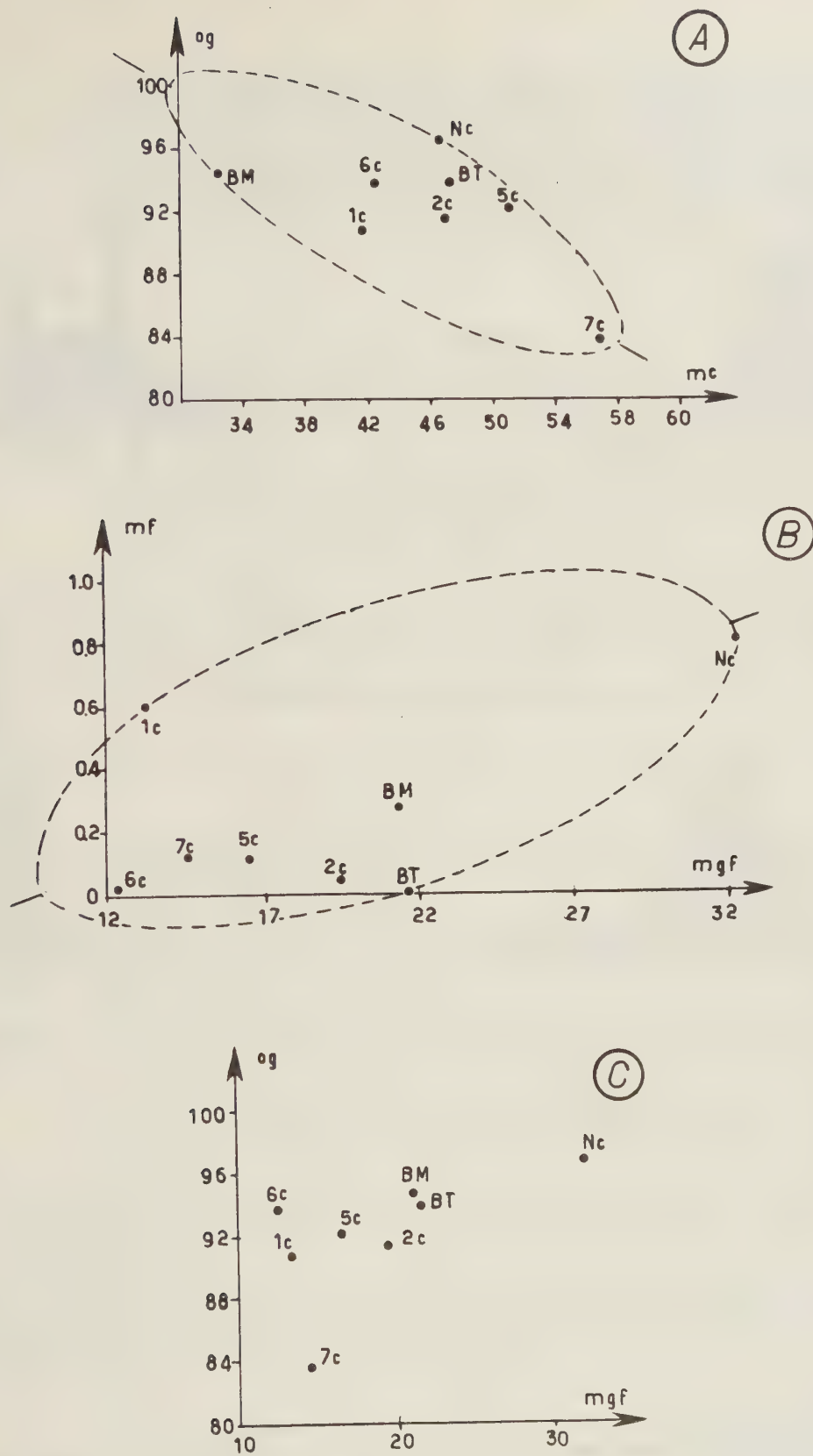


FIG. 44 — Diagrammes de corrélation entre des paramètres de LANDERGREN.

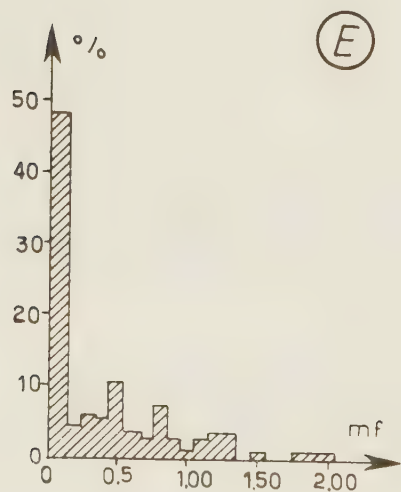
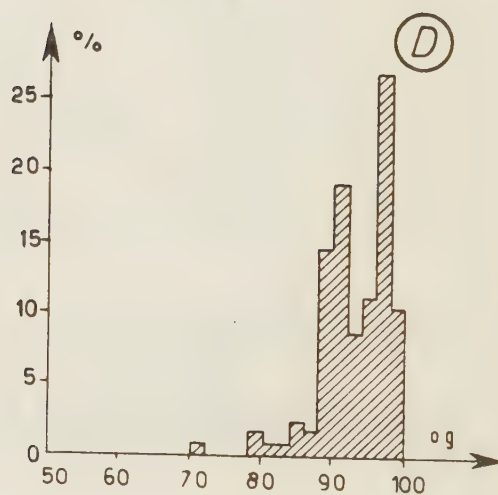
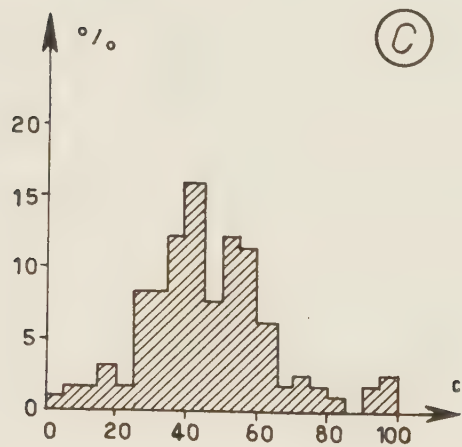
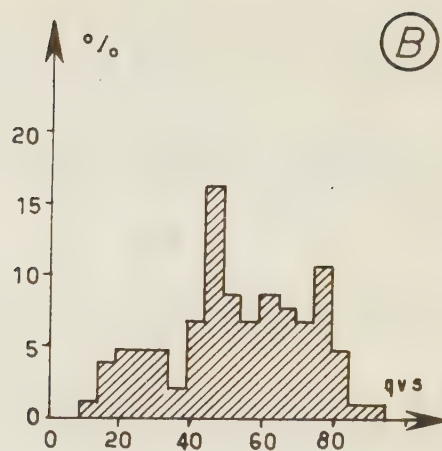
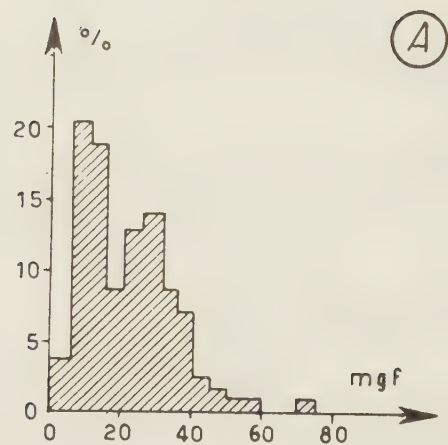


FIG. 45 — Histogrammes des paramètres de LANDERGREN.

On doit noter ici que chaque échantillon pour lequel les paramètres de LANDERGREN ont été calculés, a été considéré comme une donnée qui contribue à la construction des histogrammes. De cette façon nous possédons entre 105 et 133 données. Dans le cas des gisements suédois, c'est la moyenne de chaque région minière (124 régions totalisant 1.600 échantillons) qui était considérée comme une donnée ($N = 124$). Une telle différence dans la façon de construire les histogrammes peut donner lieu à certaines divergences quant aux résultats, qui seront plus précis dans le cas des gisements suédois que dans le nôtre. Evidemment, c'est le nombre des analyses effectuées qui m'a obligé à construire mes histogrammes d'une façon autre que celle employée par LANDERGREN.

INTERPRETATIONS.

De ces résultats, on peut tirer les interprétations suivantes :

1. Si l'on pouvait rattacher la nouvelle couche à l'une ou à l'autre des couches stratigraphiquement connues, c'est avec la première couche que ce rapprochement serait, géochimiquement, le plus normal.

En effet, en excluant le paramètre og, qui semble dépendre principalement du degré de métamorphisme et par conséquent de la distance entre le minerai et le massif granitique, ainsi que le paramètre mgf, qui dépend, de son côté, du degré d'oxydation og, il nous semble que la nouvelle couche se rapproche, ou correspond, le plus à la première couche, en s'appuyant spécialement sur les paramètres mf et qvs.

2. De même, nous pourrions admettre que le banc du toit de la quatrième couche diffère très peu de la deuxième couche. On peut donc croire que la deuxième couche (considérée globalement) est formée, dans sa majorité, par le banc du toit de la quatrième couche (cf. p. 89).

3. On pourrait rapprocher, géochimiquement, les minerais de fer de Diélette de ceux de la Suède centrale.

4. CONCLUSIONS.

De cette simple étude géochimique et statistique des minerais ferrifères de Diélette, on peut tirer des conclusions se rapportant aux quatre questions suivantes:

1. La corrélation de la nouvelle couche :

Cette étude ne conduit pas, malheureusement, à des conclusions définitives et significatives en elles-mêmes vis-à-vis du problème de la corrélation de cette couche.

Malgré cela, on peut admettre que si l'on doit rattacher cette couche à l'une des autres couches connues au fond de la mine, ce rattachement se ferait logiquement avec la première couche.

De toute manière, on ne trouve pas une couche de minerai autre que la première, qui pourrait entrer en corrélation avec la nouvelle couche.

Cette conclusion, bien qu'elle ne soit pas décisive en elle-même, constitue un argument de plus en faveur de ce rattachement basé principalement sur des arguments tectoniques et lithologiques (voir p. 111).

2. Type des minerais :

D'après les résultats donnés par l'application des paramètres de LANDERGREN pour les minerais de Diélette, nous pouvons considérer ceux-ci comme des minerais *silico-calciques*, se rapprochant plus, dans l'ensemble, des minerais *siliceux*.

Cette conclusion est bien évidente lorsqu'on considère le coefficient de corrélation entre le fer et la silice.

D'un autre côté, les minerais de Diélette peuvent être rapprochés géochimiquement des minerais de fer de la Suède centrale.

3. Type du gisement :

Tant par ces paramètres géochimiques que par son mode de gisement et par les propriétés de ses minerais, le gîte ferrifère de Diélette apparaît comme un *gisement sédimentaire stratoïde engagé d'abord dans un métamorphisme général très léger, puis dans un métamorphisme de contact ultérieur, du faciès « cornes pyroxéniques »*. En bref, c'est un gîte *pyrométasomatique* (1) du type Banat (Temesvar) reconnu pour la première fois par B. VON COTTA en 1885.

En effet, les caractéristiques du type Banat des gîtes pyrométasomatiques sont (BERNARD, 1960) :

- a) La nature carbonatée des skarns dans lesquelles s'intercalent les minerais.
- b) Le métamorphisme de *contact* qui a affecté ces roches carbonatées. On reconnaît généralement un assemblage de minerais métamorphiques caractérisant le faciès de cornes pyroxéniques : grenats, idocrase, épidotes, *trémolite-actinote*, wollastonite, pyroxène, etc...
- c) La constitution minéralogique, à dominante oxydée (magnétite et oligiste), et moins fréquemment sulfurée (pyrrhotine, pyrite, mispickel...).

Ce n'est que grâce à LINDGREN que la synonymie que l'on a établie, trop rapidement sans doute, entre les *gîtes de contact* de la classification géologique et les *gîtes pyrométasomatiques* de la classification métallogénique est déniée actuellement.

Ces critères géologiques, pétrographiques et géochimiques des gisements pyrométasomatiques du type Banat se répètent très fidèlement dans le cas du gisement stratoïde et péri batholitique de Diélette.

D'un autre côté, on peut comparer notre gisement avec les gîtes pyrométasomatiques de skarns du type Ducktown connus en Suède centrale. Ce n'est que par la nature du métamorphisme que l'on peut différencier les gisements du type Banat de ceux du type Ducktown (métamorphisme régional dans le dernier cas).

Nous avons déjà pris connaissance de la possibilité d'une comparaison géochimique entre les minerais de Diélette et les minerais de la Suède Centrale *quant au type des minerais* (voir p. 148 et 151).

Au sujet des gisements ferrifères de Suède, on reconnaît quatre groupes : les gisements quartzeux (quartz-banded-ores), les gisements de skarns, les gisements calcaires et les gisements apatitiques. LANDEGREN, en interprétant les caractères géochimiques de ces gisements, arrive à la conclusion que la cause primaire de la formation de tous les minerais de fer en Suède centrale, n'est qu'un *enrichissement sédimentaire* (2). Il ajoute aussi que la phase secondaire de leur développement est due à l'influence, plus ou moins accentuée, des processus endogènes qui ont provoqué un déplacement de l'équilibre, de façon à ce qu'un faciès minéralogique stable dans les conditions exogènes primaires tende à former un autre faciès, également stable dans les conditions physico-chimiques de la phase endogène secondaire.

C'est ainsi que les gisements de skarns seraient formés, selon LANDEGREN, par des processus endogènes de différents types qui métamorphisèrent les sédiments ferrifères primaires.

C'est également l'idée de N.H. MAGNUSSON qui considère que la formation des types de gisements de skarns serait due à des processus endogènes secondaires, qui n'auraient pour effet que la redistribution de la quantité primaire du fer dont la concentration revient à la phase exogène.

LANDEGREN conclut en presumant que dans le cas d'un gisement associé à des roches granitiques (3), il n'y aurait aucune relation *primaire* entre les deux : les *solutions résiduelles de composition granitique ne peuvent être considérées ni comme la source primaire, ni comme les transporteurs du fer*.

(1) Du mot « pyrométasomatique », je ne tiens que le sens factuel, sa signification génétique étant entièrement déconsidérée.

(2) Plusieurs gisements ferrifères ont des structures qui montrent leur caractère sédimentaire primaire (les quartz banded ores de Suède, et la structure oolithique à Diélette).

(3) Les minerais apatitiques (palingénétiques) de la Suède Centrale ; ou encore le gisement de Diélette, associé au massif granitique de Flamanville.

Cet auteur considère que le fait que les minerais de fer ont un paramètre d'oxydation relativement élevé (cf. les résultats des minerais de Diélette) comme un argument contre la possibilité de la formation de magnétite dans les conditions purement endogènes (en principe réductrices) en relation avec la formation des roches granitiques (qui possèdent elles-mêmes un degré d'oxydation très bas).

Cependant il peut exister, dans certains cas, une relation secondaire entre les granites et les minerais de fer. Ceci peut se manifester, aussi bien par la redistribution du contenu primaire de fer, que par les altérations métasomatiques des minerais. Dans un tel cas, *la formation des minerais et la formation du granite peuvent être considérées comme des processus syn-orogéniques : ils appartiennent à la même phase d'un cycle.*

4. Sédimentation et évolution des minerais :

Les interprétations des résultats statistiques et géochimiques constituent des arguments, significatifs à mon avis, en faveur d'une origine sédimentaire primaire avec des fluctuations dans la concentration relative du fer par rapport à la silice. Ces fluctuations sont traduites par la division des couches minéralisées en bancs séparés par des tranches plus pauvres en minerais, tranches qu'on peut appeler intercalaires.

Sédimentologiquement, ces fluctuations sont a priori, en rapport direct avec les changements des conditions paléographiques, et plus précisément avec la nature de l'érosion continentale (1). Lorsque cette érosion fut à *dominante chimique* l'apport du fer (en solution) vers le bassin de sédimentation se serait accrue et, par contre, lorsque l'érosion fut à dominante physique, c'est la matière détritique (en majorité du quartz ou des silicates) qui aurait été apportée davantage. Cela explique fort bien la corrélation linéaire entre le fer et la silice, constatée dans les minerais de Diélette.

C'est ainsi que les intercalaires (plus pauvres en minerais) dans les couches minéralisées, correspondraient aux périodes d'érosion à dominante physique (2).

Que les maxima des teneurs se trouvent dans les tranches médianes de chaque banc de minerai peut être bien expliqué par le caractère *progressif* des phénomènes sédimentologiques, aussi bien dans le cas de l'accroissement que dans celui du décroissement de la concentration du fer.

C'est ainsi qu'on aurait, dans chaque banc, un accroissement progressif des teneurs en fer entre le mur et le milieu, suivi par un décroissement entre le milieu et le toit. Ceci est au moins le cas des deux bancs de la nouvelle couche.

Plus globalement, le fait que les bancs des murs soient plus riches en fer que les bancs des toits est vraisemblablement dû à la décroissance progressive de la quantité du fer dans la roche mère soumise à l'érosion chimique. Durant la période suivante d'érosion mécanique (qui aurait abouti à la déposition des bancs stériles), de nouvelles surfaces fraîches auraient été exposées. C'est ainsi que lorsque revenaient les conditions permettant une érosion chimique de nouvelles quantités de fer (dans la roche mère) auraient été disponibles pour la matière nécessaire au dépôt de la nouvelle couche minéralisée. Le cycle se répétait...

Il conviendrait toutefois d'insister ici sur la signification sédimentologique de la nature silico-calcaïque du minerai déduite des paramètres de LANDERGREN. En effet, cette nature silico-calcaïque entraîne qu'il intervient en fin de séquence siliceuse, avant une sidération grauwaackeuse, plus calcaïque (exemple la deuxième couche) ou bien en fin de séquence carbonatée qui revient aux argilites ou aux grauwaackes.

En terminant, il conviendrait de noter que les paramètres géochimiques de LANDERGREN traduisent plus ou moins les processus de métamorphisme qu'a subi le gisement ferrifère de Diélette. C'est ainsi qu'on remarque que le paramètre *og* du degré d'oxydation décroît d'une façon générale en s'approchant du massif granitique.

(1) Elle-même en relation avec le relief et les conditions climatiques.

(2) J'exprime cette idée sous toutes réserves ; le rôle des phases diagénétiques et épigénétiques, ainsi que les phénomènes ultérieurs de différenciation, peuvent intervenir comme causes, principales ou secondaires, de cette allure de divisibilité des couches minéralisées.

CHAPITRE II

CONCLUSIONS GENERALES

Si l'on cherche à rapporter le gisement de Diélette à un type factuel de la classification métallogénique, on s'aperçoit rapidement que son histoire géologique complexe fait intervenir divers phénomènes indépendants. Echelonnés dans le temps, ces phénomènes, qui se superposent dans le gisement, ressortissent à l'évolution de la sédimentation, du métamorphisme régional et du métamorphisme de contact.

Les différentes études du gîte de Diélette ont eu pour résultat de mettre en valeur tel ou tel de ces phénomènes superposés, mais la plupart des auteurs ont insisté sur un seul phénomène, pour expliquer la genèse du gisement. Ils ont généralement affirmé ou avancé leur foi ou leur croyance en une certaine formule génétique, retenue sur des faits sporadiques, isolés, peut-être très parlants, mais n'autorisant pas une synthèse inductive. Ceci vient, à mon avis, du fait que l'ensemble des informations disponibles n'a pas été analysé au préalable et revu par une même personne. Telle fut la justification de mon travail.

On peut caractériser ce gîte complexe en retenant les facteurs suivants :

1. La disposition des minéralisations oolithiques sous la forme de couches concordantes avec les strates encaissantes.
2. L'emplacement du gisement en bordure du massif granitique de Flamanville.
3. Le métamorphisme de contact qui marque son cachet sur l'ensemble du gisement et des roches encaissantes.
4. L'absence d'apport métasomatique important (1).
5. La paragenèse des minerais, du type Banat : tactites à magnétite et oligiste.

Ces éléments génétiques me permettent de classer le gisement de Diélette de la façon suivante :

- A. D'après l'élément n° 1, c'est un gisement sédimentaire.
- B. D'après les éléments 2 et 3, c'est un gisement métamorphisé.
- C. D'après les éléments 3, 4 et 5, c'est un gisement de type pyrométasomatique de contact.

A. GITE SEDIMENTAIRE :

Cette formule de genèse sédimentaire a été rejetée dès 1906 par A. LECLÈRE, sans expliquer les raisons. Il attribua la formation du gîte ferrifère de Diélette à la migration de la chaux des couches dévonienues, originellement riches en Polypiers, jointe à la fixation du fer, survenues à la suite de l'intrusion granitique.

L. CAYEUX (1906, 1909 et 1910) ne croyait pas, lui non plus, à l'originalité de cette hypothèse; il était enclin à considérer que ces minerais proviendraient d'une roche calcaire oolithique, soit par la transformation directe de ce calcaire en fer magnétique, à la suite du métamorphisme au moment de la mise en place du massif granitique, soit par la substitution du calcaire par du fer, sous une autre forme que la magnétite, bien antérieurement à l'éruption du granite, suivie par un changement de l'état du fer, suite à l'intrusion granitique. C'est ainsi que CAYEUX attribue une *rogine épigénétique* aux minerais ferrifères de Diélette. Néanmoins, il a laissé entendre qu'il n'était pas enclin à considérer que l'intrusion du fer dans le calcaire oolithique soit due à l'action du granite.

(1) A part les très faibles quantités de scheelite et de molybdénite sur les bords du granite, cités par CHAURIS et AL. (1959).

En 1892, L. LECORNU notait qu'il est audacieux d'attribuer les bandes ferrugineuses, qui ne se trouvent qu'à Diélette, aux simples phénomènes de sédimentation et métamorphisme, et que même leur assimilation au Dévonien était fort incertaine. Selon cet auteur, on est peut-être devant une formation plus ancienne que toutes celles du Cotentin, ramenée du fond par l'éruption granitique.

L'argument majeur, sur lequel se sont basés ces trois auteurs, rejetant l'origine sédimentaire, est sans doute le fait que le gisement est géographiquement limité aux environs de Diélette : les minerais ferrifères coblenciens sont inconnus ailleurs dans le Cotentin, voire dans toute la Normandie. On peut reprocher à ces auteurs d'avoir oublié ou négligé la possibilité d'une érosion ultérieure qui aurait fait disparaître ces minerais, ainsi que les roches encaissantes de toute la Normandie, et que, pour des raisons particulières (métamorphisme de contact assez intense), ils résistaient, aux environs de Diélette, à une telle érosion (voir p. 158).

Par contre, la plupart des auteurs qui traitaient ce sujet ont avancé leur croyance à une origine sédimentaire, se basant principalement sur la présence de la structure oolithique des minerais.

A. BIGOT (1913) croyait que les oolithes avaient pris naissance autour des formations zoogènes constituées par des récifs de *Retepora* et de *Polypiers* intercalés dans les couches dévoniennes non métamorphisées.

En 1930, L. DANDEARD a proposé, quant à l'origine de ces gisements oolithiques, une hypothèse admettant que les oolithes proviennent de sédiments remaniés.

S. CAILLIÈRE et F. KRAUT (1957, 1958), sont également de l'avis d'une telle formule sédimentaire bien qu'ils n'aient pas développé leurs arguments.

Il conviendrait maintenant de citer les faits qui, à mon avis prouvent que la théorie d'un gisement sédimentaire syngénétique l'emporte, d'une manière décisive, sur les théories de genèse pyrométasomatique ou épigénétique.

a) *Les faits à l'appui d'une origine sédimentaire syngénétique:*

1) La structure oolithique primaire, plus ou moins conservée dans ces minerais métamorphisés.

2) La distribution des teneurs du fer et de la silice en fonction de la hauteur, mesurée à partir des murs, dans les couches minéralisées. Cette hauteur de prise des échantillons étudiés peut être logiquement considérée comme un *niveau stratigraphique*. La relation directe entre la distribution du Fe et de Si et la position de ces niveaux n'est qu'un argument solide en faveur de l'origine syngénétique, aussi bien du fer que de la silice, par rapport à la formation des couches ambiantes.

3) La corrélation linéaire entre le fer et la silice des couches minéralisées. Le coefficient de corrélation très proche de l'unité permet de croire à la syngénèse du fer par rapport à la silice qui, elle, est représentée, pour la grande majorité, par du quartz d'origine sédimentaire syngénétique (clastique).

4) La composition minéralogique des minerais parfaitement oolithiques et faiblement métamorphisés (voir p. 118), où dominent la chlorite et la limonite, produits typiques des conditions marines.

b) *Les faits à l'encontre d'une origine pyrométasomatique ou d'une concentration épigénétique du fer :*

1) La disposition des minerais sous la forme de couches régulières, stratigraphiquement concordantes avec les strates encaissantes.

2) L'homogénéité de la distribution des minéralisations à l'intérieur de ces couches. Aucune concentration locale de fer n'a été remarquée dans l'ensemble du gisement.

3) La limitation stratigraphique (au Dévonien inférieur) et géographique (aux environs de Diélette, à l'Ouest du massif granitique) de ces minerais. Une origine épigénétique ou pyrométasomatique est, en principe, en contradiction avec une telle limitation (1).

4) L'absence de structures de remplacement de la gangue par les espèces opaques.

5) Le rôle des phénomènes métasomatiques dans la région est strictement limité au contact du batholite. Il est entièrement inconnu ailleurs.

(1) A moins d'envisager des caractères lithologiques particuliers des couches minéralisées, caractères qui ne devraient se répéter nulle part dans le secteur de Diélette.

Il ne serait pas inutile de rappeler ici que l'hypothèse d'origine pyrométasomatique du fer à partir des *batholites'gratiniques* est formellement démentie par plusieurs auteurs, parmi lesquels on peut citer tout particulièrement S. LANDERGREN (voir p. 152).

La convergence de ces arguments, appliqués selon le procédé des écorchés successifs, me conduit à envisager une origine sédimentaire syngénétique de cette concentration ferrifère. Toutefois, l'évolution ultérieure masque considérablement les faits qui pourraient éclairer la nature et les modalités de ce phénomène.

Ainsi la sédimentation ferrifère se serait effectuée sous la forme d'un gel d'hydroxydes ferriques, subissant par la suite une oolithisation diagénétique, puis différentes cristallisations, conduisant au développement de la magnétite et de l'oligiste, décrites chap.

Peut-on penser à une oolithisation des gels ferrifères antérieure au dépôt sédimentaire proprement dit, qui évoluerait par la suite, durant la diagénèse, l'épigénèse et le métamorphisme ?

Toujours est-il que la concentration ferrifère est syngénétique des roches encaissantes, et seule l'évolution ultérieure et parallèle des minerais et des roches, imposa à l'ensemble des formations métallifères son aspect « pyrométasomatique ».

B) CITE METAMORPHISE :

Bien que tous les auteurs s'accordent à reconnaître l'existence d'un métamorphisme de contact intense (faciès de cornéennes pyroxéniques) qui marque manifestement son empreinte sur l'ensemble des formations dévoniennes minéralisées de Diélette, on apprend que S. CAILLÈRE et F. KRAUT nient l'effet de ce phénomène métamorphique sur les oxydes de fer : la magnétite et l'oligiste.

En 1957, ces auteurs ont exprimé l'idée que les minerais de Diélette, d'origine sédimentaire, ont été déposés directement sous forme de magnétite et d'oligiste avec une gangue tantôt siliceuse et tantôt calcaire. Suite à l'intrusion du massif cristallin, le métamorphisme de contact n'aurait affecté que les éléments calcaires de cet ensemble, en donnant naissance à des silicates calciques. Par contre, les oxydes de fer et les éléments siliceux (quartzitiques) n'ont subi aucun changement chimique ni minéralogique (à part une feldspathisation locale au voisinage des intrusions filoniennes granitiques).

Ces auteurs ont insisté sur le fait que les minéraux issus du métamorphisme ne renferment que très peu de fer et que, par conséquent, les oxydes n'ont pas été mis à contribution dans le phénomène de néogénèse.

Cet argument (1) ne me semble pas suffisant pour valider une origine authigène de la magnétite et de l'oligiste. Par contre, les caractères paragénetiques des minéralisations, exposés chapitre I, troisième partie, et parmi lesquels je tiens à citer :

- 1) La reconnaissance d'un minerai parfaitement oolithique, formé dans sa quasi-totalité de chlorite et de limonite avec un peu de magnétite.
- 2) La liaison directe entre la quantité de magnétite et la distance du contact du massif granitique.
- 3) La destruction progressive de la structure oolithique avec le développement du magnétite et surtout des cristaux prismatiques d'oligiste.
- 4) Le remplacement partiel des sulfures (pyrite, marcassite et pyrrhotine) par de la magnétite.

ne laissent aucun doute quant à l'origine métamorphique de la magnétite et de l'oligiste.

Il conviendrait, également, de citer quelques remarques bibliographiques concernant les minerais de fer de Sciotot et ceux de Segré (Loire-Inférieure) afin de dégager, à l'échelle régionale, les idées des différents auteurs quant au rôle du métamorphisme dans l'évolution des minéralisations ferrifères paléozoïques.

De l'anse de Sciotot aux Pieux (au Sud du massif granitique de Flamanville) deux bandes de fortes anomalies magnétiques se manifestent dans les schistes à *Calymènes*, l'une presque au contact avec le grès armoricain, l'autre à 80 m. plus au Nord. La différence entre

(1) Qui n'est que partiellement valable, puisqu'on reconnaît, parmi les silicates de métamorphisme, des minéraux assez riches en fer comme le grossulaire-andradite, la hornblende, l'actinote, etc...

ce minéral et celui du même niveau stratigraphique dans le Calvados et dans l'Orne (ainsi que les indications de Martinvast (Manche) résident essentiellement en la présence d'une proportion notable de magnétite dans le minéral de Sciotot. Cette magnétite serait, d'après P. BESSOMPIERRE et K. F. MUNCK (1955), d'origine métamorphique provenant de sidérose et d'hématite.

Par contre, L. CHAURIS (1) rappelle que le minéral ordovicien de Segré est constitué essentiellement de magnétite, bien qu'il ne semble atteint par aucun métamorphisme.

S. CAILLÈRE et F. KRAUT (1956) ont dit que la magnétite et l'hématite (et le peu de sidérose) des minerais de Segré, ont été formés « in situ » par précipitation chimique d'éléments apportés du continent par les cours d'eau : ils sont d'origine authigène, même le quartz et les silicates contemporains avec les minéraux opaques seraient, à leur avis, également authigènes. Les minerais de Segré renferment, selon les mêmes auteurs, quelques structures oolithiques constituées de chlorite et de sidérose avec de la gangue et parfois de la magnétite.

On peut remarquer que cette origine authigène des minerais de Segré est identique à celle attribuée par les mêmes auteurs aux minerais de Diélette.

Les idées de CAILLÈRE et KRAUT ainsi que celles de CHAURIS sont en contradiction avec la remarque de F. KERFORNE (1919) selon laquelle les roches dévoniennes et les minerais de fer inclus sont plus ou moins métamorphisés à Collinée, Lorges, Tréglamus, Belle-Isle-en-Terre, Mirleux, etc..., dans le Massif Armoricain. Dans la majorité des cas, d'après KERFORNE, ce métamorphisme a eu pour résultat de transformer le fer carbonaté en fer magnétique.

On peut donc conclure que les minéralisations de Diélette, tout comme l'ensemble des formations dévoniennes encaissantes, ont subi les effets d'un métamorphisme de contact intense qui, joint au métamorphisme régional précédent, et assez faible (2), aurait entraîné le développement de la magnétite et de l'oligiste.

C. GITE DU TYPE « PYROMETASOMATIQUE » DE CONTACT :

Les caractères pétrographiques des roches encaissantes, la paragenèse des espèces opaques des minéralisations, ainsi que les environnements géologiques de l'ensemble (en bordure du massif granitique de Flamanville) font du gisement de Diélette un exemple des gîtes pyrometasomatiques de contact (du type Banat) : un gisement sédimentaire, métamorphisé, au contact d'un batholite granitique, jusqu'au faciès des cornes pyroxéniques.

Il conviendrait, toutefois, de remarquer de nouveau, que je n'implique du mot « pyrometasomatique » que sa signification descriptive. Par contre, le sens génétique de cette expression est à négliger entièrement dans le cas du gisement de Diélette (voir p. ...); les phénomènes de metasomatose sont imperceptibles dans l'ensemble des roches qui constituent ce gisement.

Toutefois, cette explication génétique des minéralisations de Diélette ne satisfait pas complètement l'esprit, car il reste à concevoir les raisons originelles de cette sédimentation exceptionnellement ferrifère et la source primaire du fer. On reste là dans le domaine de l'hypothèse.

Nous savons que la sédimentation ferrugineuse pose toujours un problème d'apport exceptionnel du fer dans les séries épicontinentales où elle se développe. De très nombreuses causes furent proposées, parmi lesquelles une des plus séduisantes fut la démolition d'une cuirasse latéritique.

Prenons l'exemple de la Lorraine : rien ne permet, dans les séries anté-aléniennes, de supposer que pendant le Lias moyen et supérieur, une altération latéritique se développait sur le continent, et cela pour l'ensemble du bassin de Londres-Paris, avec aux deux bouts, Birmingham et la Lorraine, si riches en fer. D'où vient donc cet apport exceptionnel de fer dans les séries marines épicontinentales ?

C'est à l'émersion locale des couches bitumineuses et pyriteuses du Toarcien que l'on peut rapporter avec A. BERNARD et L. BUBENICEK (3) l'origine géochimique de ces concentrations ferrifères. Erodées très tôt après leur dépôt, par émersion épirogénique, ces couches livrèrent à la sédimentation épicontinentale d'énormes quantités d'oxydes ferriques.

L'application de cette formule pour le gisement de Diélette me semble fort logique.

(1) Durant la réunion de la Société Géologique de France (1959).

(2) Et dont les effets sont plutôt masqués par le métamorphisme de contact plus puissant.

(3) Communication orale.

Dans ce cas, ce sont les couches gothlandiennes de schistes ampéliteux et pyriteux qui jouent le rôle des couches toarciennes en Lorraine, en apportant leur fer.

Les effets de l'émersion épirogénique de la série paléozoïque du Cotentin se font sentir par une tendance à la régression dans la sédimentation. On peut suivre, à partir d'un Gothlandien ampéliteux, une série littorale schisto-gréseuse et déjà ferrugineuse (mais dévonienne et non plus silurienne) suivie par un ensemble gréseux et grauwakeux ferrugineux à *Orthis monnieri*. A l'approche des mouvements orogéniques bretons, relativement plus intenses, la sédimentation continuait par une série oscillante avec des Polypiers, des calcaires, des schistes, des grès, des grauackes... et des minerais de fer. Cette séquence très variable n'a rien de géosynclinal par sa variété, mais évoque, par ses alternances, une série épicontinentale typique.

C'est ainsi qu'on peut penser que quelque part à la fin du Dévonien inférieur, les schistes ampéliteux du Gothlandien étaient complètement émergés, et livraient, par l'oxydation de leur pyrite, d'énormes quantités de fer à sédimentation marine épicontinentale.

L'absence de ces couches pyriteuses gothlandiennes, dans la région entre Sciotot (au Sud) et Mont-Saint-Pierre (au Nord), a déjà été constatée (chap. II partie 1).

Plus loin toujours, et il ne s'agit plus ici que de formuler une présomption, on peut se demander les raisons de la coïncidence spatiale de cette sédimentation coblencienne si particulière et de la mise en place du granite sudète de Flamanville.

En fait, il s'agit de deux questions plus ou moins distinctes :

1. Pourquoi le granite sudète perça-t-il à Diélette ?
2. Pourquoi ne connaît-on le minerai coblencien qu'à Diélette, en contact direct avec le massif granitique ?

On peut répondre à la première question de la façon suivante :

Le batholite granitique perça à Diélette parce que ce sont précisément les points hauts des soubassements migmatitiques (cf. COCNE, 1959) bretons qui vont jouer de manière positive dans les formations de sur-structure déjà déposés ou en voie de sédimentation. Conclusion: avant la phase bretonne, le remplissage de l'avant-fosse est déjà guidé par des déformations précoces exondant ici des formations fraîchement déposées, enfouissant là des fonds où la sédimentation se poursuivra de manière monotone. La proximité des zones sensibles, à la limite entre structure synclinale et anticlinale de la sur-structure, est évidemment favorable à la mise en place des granites tarditectoniques, qu'empruntent précisément ces voies de plus facile montée vers la surface. C'est à travers l'une de ces zones sensibles, marquée par la superposition d'une inflexion anticlinale sudète sur la structure synclinale bretonne régionale, que le massif granitique de Flamanville effectuait sa montée.

Quant à la deuxième question, c'est de la façon suivante que l'on pourra en donner l'explication: A Diélette, le métamorphisme de contact, survenu à la suite de l'intrusion granitique, avait donné aux roches dévoniennes, y compris les couches minéralisées, une induration exceptionnelle et, par conséquent, une forte résistance contre les phénomènes d'érosion auxquels ont été soumises les formations dévoniennes dès leur émergence. Entièrement érodées, il ne reste, de ces formations minéralisées, que la partie spécialement métamorphisée et indurée au contact du massif granitique à Diélette.

Ainsi l'absence des minerais ferrifères coblenciens dans toute la presqu'île du Cotentin n'est qu'une suite de l'absence, par érosion ultérieure, du niveau stratigraphique correspondant. Le seul endroit où l'on connaît une série stratigraphiquement correspondant, probablement, à celle qui renferme les minerais de Diélette, est celui de Saint-Jorès. Éloignée d'une trentaine de kilomètres de Diélette, la série supérieure de Saint-Jorès est déjà plus ou moins ferrugineuse.

Pour paradoxale que soit la thèse de l'origine sédimentaire de la concentration ferrugineuse de Diélette, quand le gisement est localisé à proximité du granite, elle n'en est pas moins certaine, et seule la coïncidence spatiale du granite et du bassin à sédimentation ferrière est troublante : ELLE N'EST PAS TOUTEFOIS TOTALEMENT ALEATOIRE !

Planche I

LES AFFLEUREMENTS A DIELETTE

FIG. 1 — Panorama du port de Diélette, montrant une série de plissements dans les cornéennes pyroxéniques et grenatifères, du niveau moyen du Dévonien métamorphique.

Prise en direction N 250°, la photographie permet d'observer le style des petits plis du deuxième ordre, affectant la charnière du deuxième anticlinal du synclinal de Diélette. Ces plis secondaires présentent ici, les mêmes caractères géométriques que le deuxième mouvement anticlinal : direction N 68°, plongeant 28° vers le SW.

FIG. 2 — Photographie d'une enclave déplacée de cornéennes, en bordure du massif granitique de Flamanville, à proximité de Diélette.

Les lignes en pointillé marquent les plans de stratification, aussi bien à l'intérieur de l'enclave (E) entourée par la roche (G), que dans les cornéennes voisines. Le déplacement de l'enclave s'observe à l'aide des variations manifestées par la direction et le pendage des plans de stratification.

FIG. 3 — Photographie de la charnière d'un pli anticlinal dans les schistes inférieurs du Mont Saint-Pierre.

FIG. 4 — Photographie d'une petite faille normale accompagnant les plissements, très locaux, des schistes et calcaires de Mont Saint-Pierre.

Le rejet du petit accident est repéré surtout par la bande gréseuse (g) qui s'intercale dans les assises schisteuses (s).

FIG. 5 — Photographie d'un anticlinal renversé de deuxième ordre à Mont Saint-Pierre.

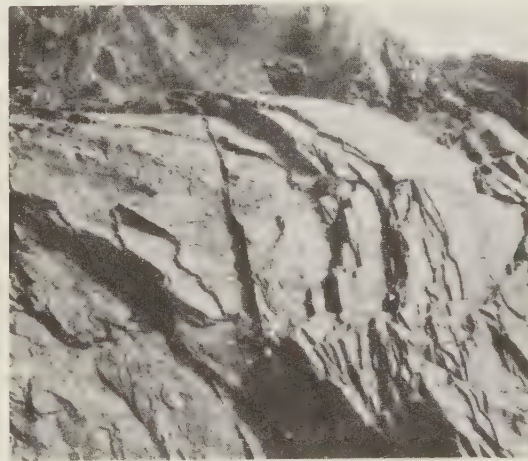
Les roches redressées sont des schistes avec de très minces intercalaires de calcaires (c). Au centre et sur les flancs du petit anticlinal des taches de quartz d'exsudation (q) se sont concentrées.



1



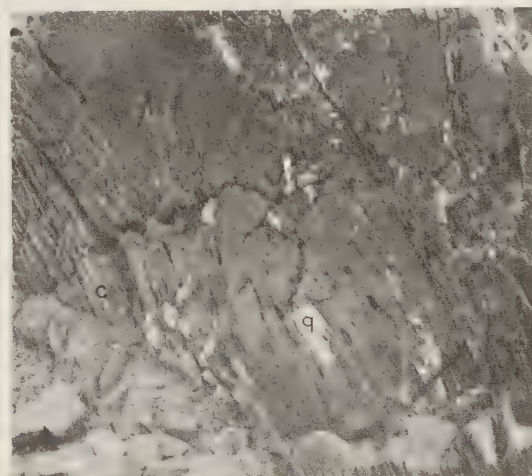
2



3



4



5

Planche II

LES AFFLEUREMENTS A DIELETTE ET AU FOND DE LA MINE

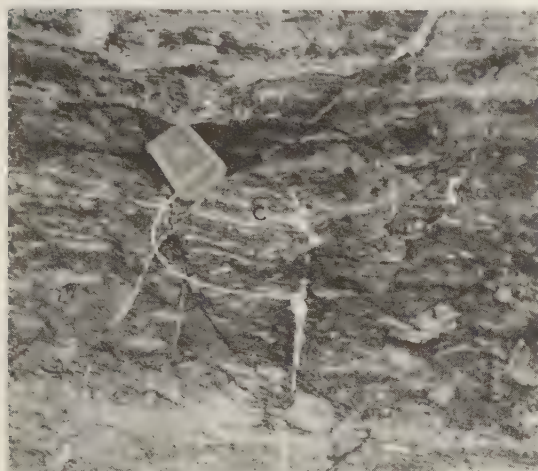
- FIG. 1 — Photographie d'un gisement de Polypiers Coloniaux dans l'ensemble des schistes et calcaires au pied de Mont Saint-Pierre.
Dispersés dans les schistes noirs très indurés, les Polypiers forment une colonie lenticulaire intercalée dans les schistes et calcaires fossilifères de Mont Saint-Pierre.
On peut voir un échantillon de ces Polypiers Planche III, fig. 7.
- FIG. 2 — Photographie d'un affleurement des grès peu métamorphiques de l'Ordovicien supérieur à Scioto.
Une stratification entre-croisée est visible dans les bandes plus finement grenues.
- FIG. 3 — Photographie d'un affleurement des schistes et calcaires fossilifères de Mont Saint-Pierre.
Des bandes très minces de calcaire (c) et des exemples très fréquents de fossiles peuvent être observés.
- FIG. 4 — Photographie de la faille directionnelle principale dans le deuxième travers-banc du niveau 90 au fond de la Mine de Diélette.
Le plan courbé de cet accident majeur, qui coupe longitudinalement le synclinorium de Diélette est, la plupart du temps, ouvert de quelques millimètres.
- FIG. 5 — Photographie des cornéennes rubannées dans le travers-banc du niveau 50 au fond de la mine de Diélette.
Prise à 8 mètres au NW du toit de la première couche, cette photographie montre deux types de cornéennes, s'intercalant dans cet ensemble rubané : cornéennes micacées à grenat (m) et cornéennes pyroxéniques et grenatifères (p).
- FIG. 6 — Photographie de la charnière du premier anticlinal, au niveau 90 du fond de la mine de Diélette.
La ligne en pointillé indique le contact entre le banc du toit (t) de la quatrième couche et l'intercalaire stéril (i). La galerie, en bas à gauche, passe à travers le banc du mur de la même couche.



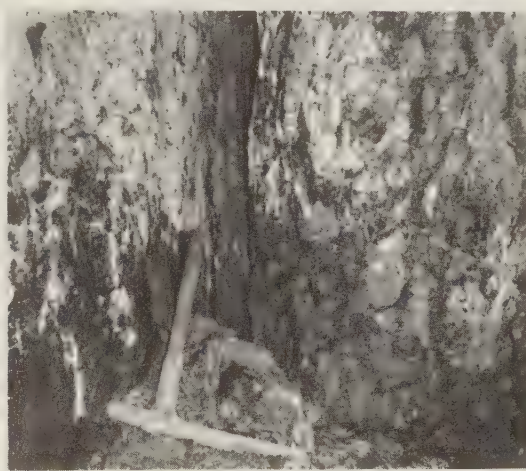
1



2



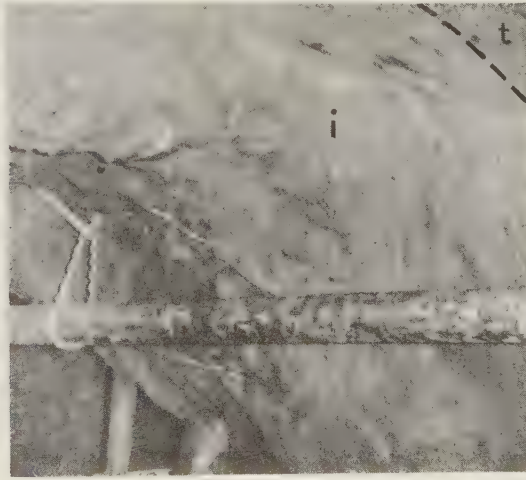
3



4



5



6

Planche III

- FIG. 1 — Photographie d'un échantillon de cornéenne pyroxénique.
On voit des empreintes (x) pouvant représenter des traces de faunes.
Rochers au pied de Mont Saint-Gilles.
- FIG. 2 — Photographie d'un échantillon de schiste micacé à quartz d'exsudation.
Les taches du quartz d'exsudation ont acquis, par le plissement, une allure lenticulaire.
Roches au pied de Mont Saint-Pierre.
- FIG. 3 — Photographie d'une section de Polypier de la figure 7.
Un peu polie, la section laisse voir la structure radiale interne, d'une colonie de polypiers constitués par un calcaire à structure mosaïque.
- FIG. 4 — Photographie d'un échantillon de grès lité d'ardovicien supérieur.
On aperçoit, en plus de la litation très fine, quelques plans de stratification entrecroisée.
Rochers de la Plage de Sciotot.
- FIG. 5 — Photographie d'un échantillon de calcaire fossilifère de Néhou.
Dans la roche, constituée presque totalement de débris de faunes, se trouvent, parmi d'autres espèces, des empreintes entières d'Orthis (Or).
Echantillon prélevé au Pont-à-Boucher.
- FIG. 6 — Photographie d'un échantillon de schiste calcaire et fossilifère.
On distingue, dispersés dans l'échantillon, des traces de Coclenthères, dont on voit clairement la section transversale.
- FIG. 7 — Photographie prise à Mont Saint-Pierre de Polypiers coloniaux dans l'ensemble calcaire de Dévonien inférieur.
On voit la section transversale d'une partie de cet échantillon fig. 3. Ici, l'extérieur ne montre que la forme et la structure rayée.
- FIG. 8 — Photographie d'un échantillon de minéral coupé par des petits filons et filonnets granitiques, en bordure du massif de Flamanville.
Les filons leucocrates sont, en majorité, constitués de feldspaths et de quartz moyennement grenus avec quelques porphyrocrystes de feldspaths (f). A l'intérieur de ces filons se trouvent quelques petites inclusions de minéraux opaques (o).
Echantillon prélevé à 20 mètres au Sud du premier pile de la ligne aérienne de transport de la mine de Diélette.
- FIG. 9 — Photographie d'un échantillon de cornéenne micacée avec une bande siliceuse plissotée.
Le style de déformation, de la bande siliceuse, en petits plis pygmatiques, est différent du style de foliation acquis par les schistes micacés encaissants, lors du même effet mécanique.
Echantillon prélevé de l'ensemble de schistes et grès à Mont Saint-Pierre.
- FIG. 10 — Photographie d'un affleurement de cornéenne pyroxénique plissotée.
Les plis pygmatiques, de petite taille, que montre cette photographie ne sont que l'écho du plissement plus étendu qui a affecté la région.
Echantillon prélevé des rochers à 200 mètres au Sud de l'agglomération de Diélette.
- FIG. 11 — Photographie d'un échantillon de cornéenne rubannée.
L'aspect rubanné provient de l'intercalation de trois types de cornéennes : (a) une cornéenne micacée, (b) une cornéenne pyroxénique et (c) une cornéenne siliceuse.
Echantillon prélevé du travers-banc 150, au fond de la mine, à 12 mètres au NW du toit de la première couche de minéral.

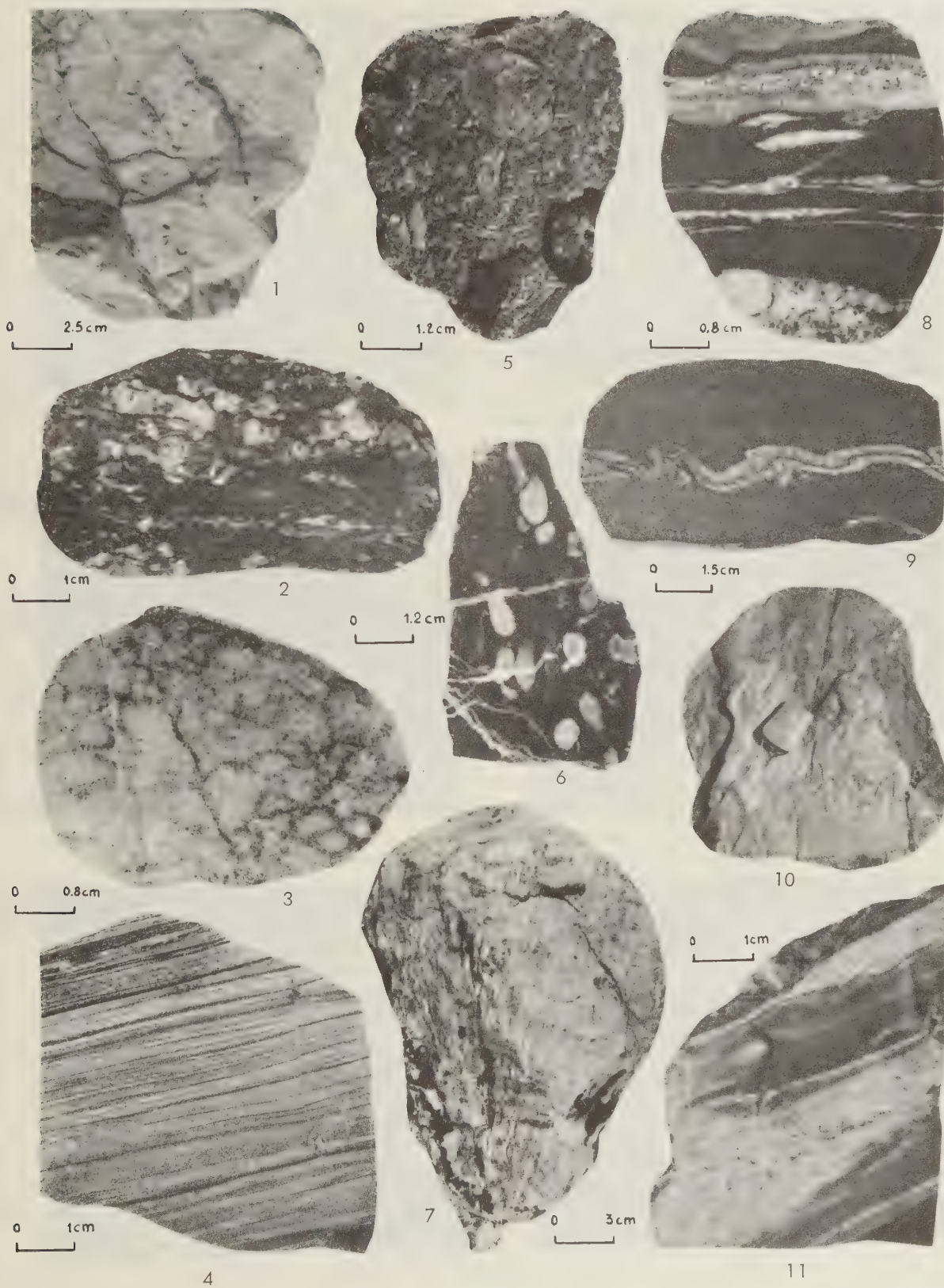


Planche IV

LES ROCHES METAMORPHIQUES

FIG. 1 — Microphotographie d'une cornéenne alumineuse à andalousite et cordiérite.

Lame mince, L.N.X. 58.

On reconnaît de grands porphyroblastes de cordiérite (c), développés poëcilitiquement, sur une trame finement grenue constituée d'un assemblage mosaïque de quartz et de cordiérite, dispersés en relief, quelques cristaux d'andalousite fréquentés. La roche est pigmentée de minéraux opaques parmi lesquels la magnétite domine.

Echantillon N° 276 b, bande 7, ensemble supérieur (fig.27).

FIG. 2 — Microphotographie d'une cornéenne pyroxénique et grenatifère.

Lame mince, L.N.X. 58.

Un grand porphyroblaste poëcilitique de grenat (g') s'est développé sur la matrice finement grenue constituée par un assemblage de diopside (d), de grenat (g) et de quartz (q). A l'intérieur de ces porphyroblastes, parmi les inclusions, on reconnaît du diopside (d') et du quartz (q').

Echantillon N° 100, bande 4, ensemble supérieur (fig.27).

FIG. 3 — Microphotographie d'un schiste tacheté à andalousite.

Lame mince, L.N.X. 58.

Dans la matrice finement grenue constituée d'un agrégat de petits cristaux de quartz (q) et d'andalousite (a) ainsi que de très fines paillettes de micas (difficilement visibles sur la photographie) des porphyroblastes d'andalousite (a') se sont développés. La roche est criblée de petits cristaux de minéraux opaques qui restent parfois inclus dans les porphyroblastes.

Echantillon N° 492, Bande 19, ensemble inférieur (fig.27).

FIG. 4 — Microphotographie d'un schiste tacheté à cordiérite.

Lame mince, L.N.X. 58.

On reconnaît, sur un fond très finement grenu, constitué de quartz, d'andalousite et de micas (difficilement reconnaissables sur la photographie) des porphyroblastes de cordiérite (c) plus ou moins équidimensionnels, ainsi que des minéraux opaques dispersés.

Echantillon N° 451, bande 20, ensemble inférieur (fig 27).

FIG. 5 — Microphotographie d'un schiste à chloritoïde.

Lame mince, L.N.X. 85.

Outre les porphyroblastes idiomorphiques et poëcilitiques de chloritoïde (ci) la roche est formée d'un assemblage à structure granoblastique de chlorite (ch) et de quartz.

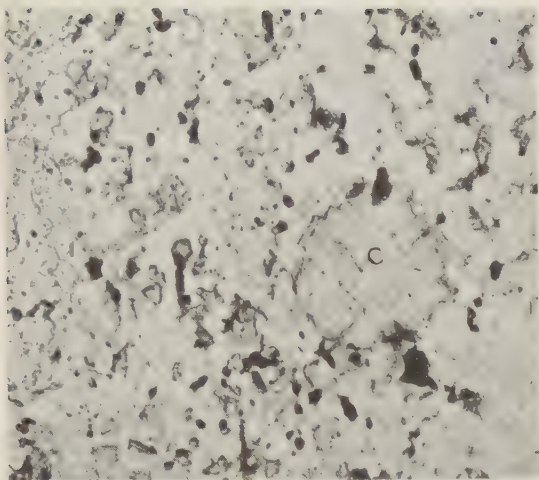
Echantillon 38, niveau 90 au fond de la mine, mur de la 5^e couche.

FIG. 6 — Microphotographie d'un contact entre une cornéenne pyroxénique et une roche granitique.

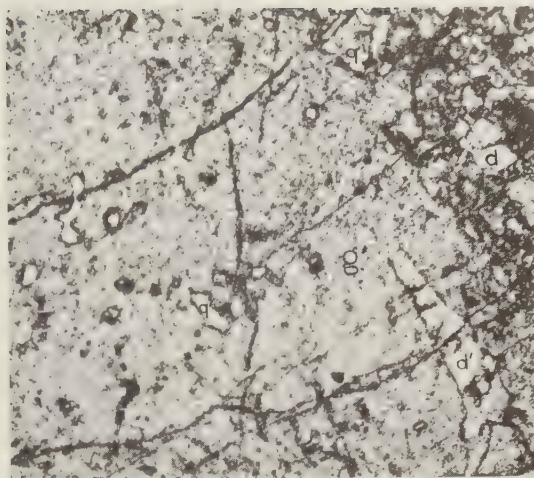
Lame mince, L.P.X. 58.

La ligne en pointillé indique le contact entre la cornéenne pyroxénique à diopside et quartz et la roche granitique. Dans cette dernière, constituée de feldspaths potassiques (f), de quartz (q), de hornblende (nd) et de spène (sp), on reconnaît quelques cristaux de diopside (d) entourés par des éléments syénétiques qui se seraient développés ultérieurement.

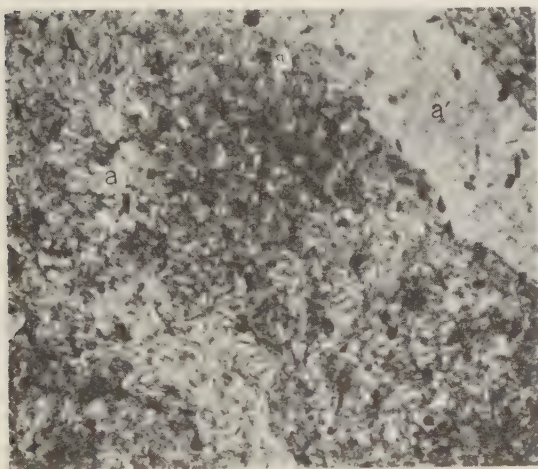
Echantillon prélevé à 200 mètres au Sud de la ligne aérienne de transport de la mine.



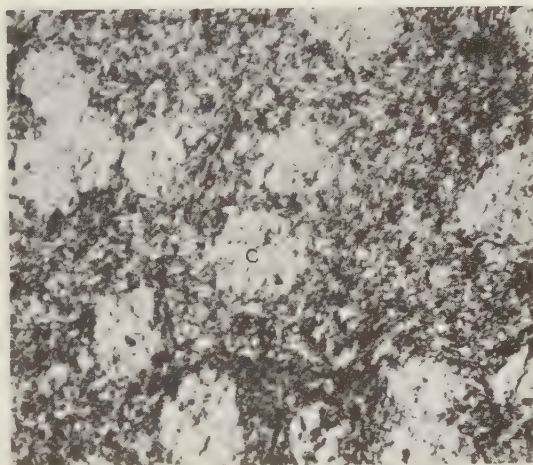
1



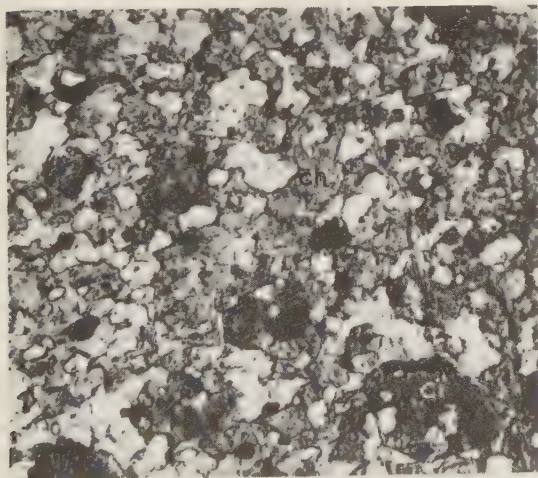
2



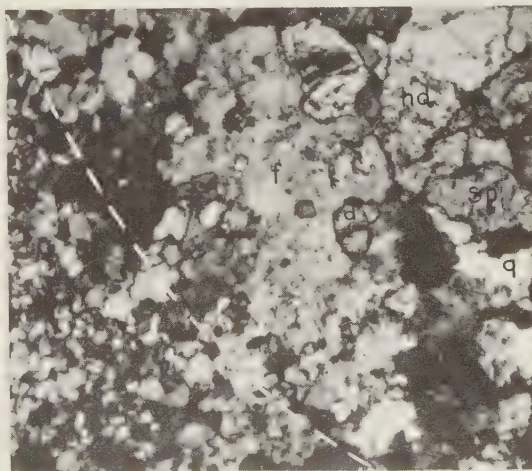
3



4



5



6

Planche V

FIG. 1 — Microphotographie d'un cipolin minéralisé à idocrase.

Lame mince, L. N,X 58.

On voit, au centre, un agrégat de très petits cristaux d'idocrase (i), imprégné de minéraux opaques. La roche ambiante est constituée de calcite (c) à structure saccharoïdale assez riche en minéraux opaques. Ces derniers sont en forme de petits cristaux, souvent soudés.

Echantillon 178, banc du mur, 4^e couche ; niveau 150 au fond de la mine.

FIG. 2 — Microphotographie d'un minéral calcique fossilifère à idocrase.

Lame mince, L. N,X 58.

On reconnaît trois entités entourées par un agrégat mosaïque de calcite et de minéraux opaques :

- a) Au milieu, un agrégat d'idocrase (i) avec peu de calcite et des minéraux opaques spécialement abondants à sa bordure.
- b) En haut à droite, une partie d'un test d'Oursin entamée et partiellement remplacée par des minéraux opaques.
- c) En bas à gauche, un fantôme d'oolithe constituée presque entièrement de minéraux opaques avec quelques restes de calcite.

Echantillon 87, banc de mur, 4^e couche, niveau 90 au fond de la mine.

FIG. 3 — Microphotographie d'un minéral calcique fossilifère.

Lame mince, L. N,X 58.

On distingue, dans un fond de cipolin minéralisé, la section d'un test d'Oursin entouré et partiellement remplacé par des minéraux opaques.

Echantillon 82, banc du mur, 4^e couche, niveau 90 au fond de la mine.

FIG. 4 — Microphotographie d'un minéral calcique et oolitique.

Lame mince, L. N,X 58.

La structure oolitique est visible grâce aux restes des enveloppes de calcite (c) intercalés dans les minéraux opaques. Le noyau est constitué d'un agrégat de très petits cristaux d'idocrase (en relief) et de calcite. L'oolithe est entourée par un assemblage cristallin de calcite et de minéraux opaques.

Echantillon 82, banc du mur, 4^e couche, niveau 90 au fond de la rivière.

FIG. 5 — Microphotographie du calcaire fossilifère de Surtainville.

Lame mince, L. N,X 58.

La roche est calcarénite fossilifère constituée d grains élastiques de calcite (c) et de quartz (q) avec maints fragments de fossiles (f). La section complète d'un Ostracode peut être distinguée à droite de la photographie.

Echantillon 525, carrière de Bégin (Surtainville).

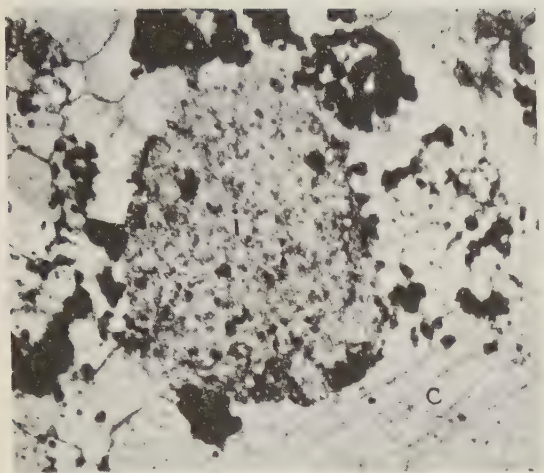
FIG. 6 — Microphotographie d'un minéral chloriteux et limonitique.

Lame mince, L. N,X 58.

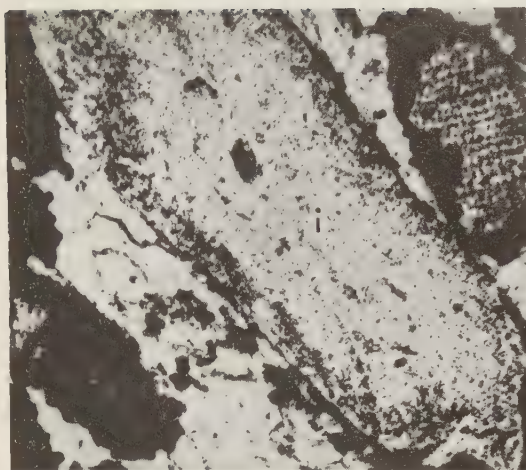
Dans ce minéral constitué par un mélange de chlorite (gris), de limonite (noir) et de calcite (blanc) on distingue deux entités :

- a) Un fragment du test d'un Oursin partiellement remplacé par de la limonite (en haut à gauche) ;
- b) Un fantôme d'oolithe composé des trois minéraux cités plus haut (au centre, à gauche).

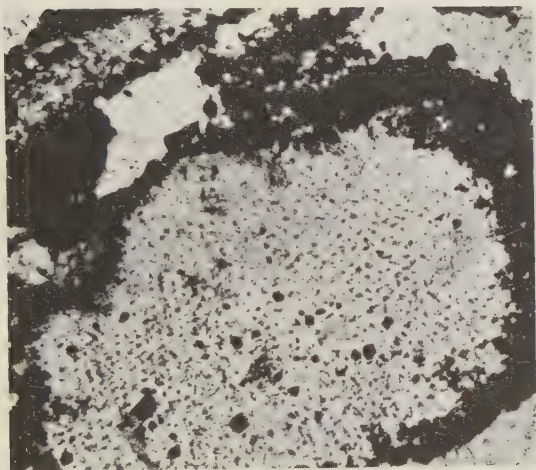
Echantillon 89, intercalaire de la 4^e couche, niveau 90 au fond de la mine.



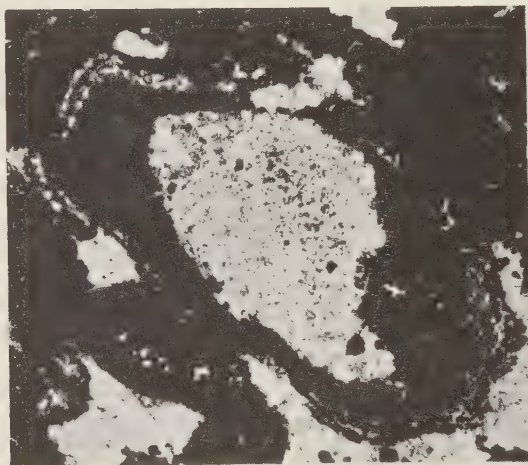
1



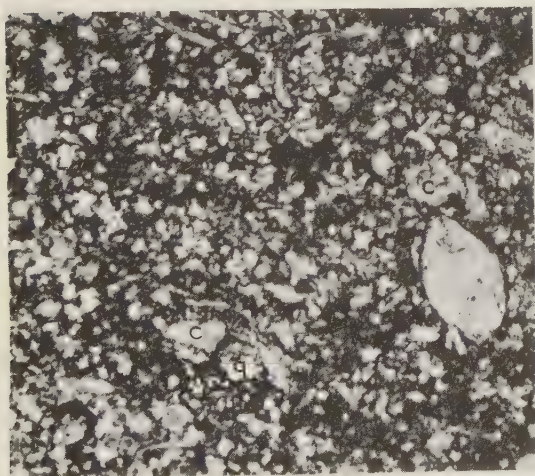
2



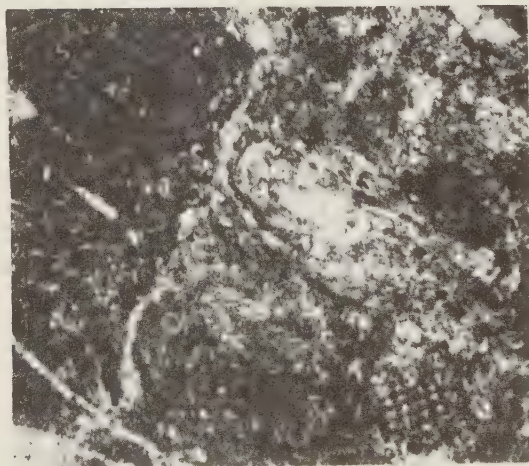
3



4



5



6

Planche VI

OBLITERATION GRADUELLE DE LA STRUCTURE OOLITHIQUE DANS LES MINERAIS DE DIELETTE.

FIG. 1 et 2 — Microphotographie d'un minéral oolithique.

Lames minces, L. N,X 85.

Les oolithes constituées par de la chlorite (chamosite), de la limonite et du carbonate (c), conservent leur structure concentrique interne. Des petits cristaux de magnétite sont dispersés dans celles-ci, sans ordre apparent.

Echantillon 89, intercalaire de la 4^e couche ; niveau 90 au fond de la mine.

FIG. 3 et 4 — Microphotographie d'un minéral calcique et oolithique.

Lames minces, L. N,X 85.

En fig. 3, on reconnaît une oolithe incomplète constituée par des minéraux opaques (principalement de la magnétite) et de la calcite (c), dont la structure interne est plus ou moins conservée. En haut à droite, des minéraux épigénétiques opaques (en opposition aux syngénétiques faisant partie des enveloppes oolithiques), envahissent et remplacent le corps oolithique.

Fig. 4, l'oolithe, plus riche en minéraux opaques, ne conserve le témoignage de sa structure interne que grâce aux restes des enveloppes calciques.

Echantillon 82, banc du mur de la 4^e couche ; niveau 90 au fond de la mine.

FIG. 5 — Microphotographie d'un minéral calcique à fantôme d'oolithes.

Lames minces, L. N,X 85.

On ne distingue, à cette étape de l'oblitération de la structure oolithique, que des fantômes qui rappellent les oolithes originaires seulement par leur forme extérieure.

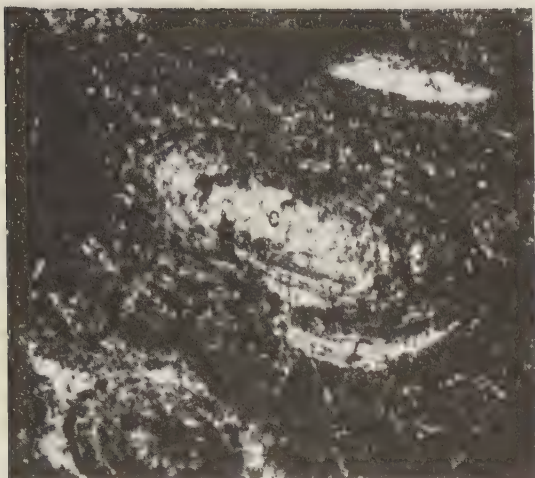
Echantillon 201, banc de mur de la 4^e couche ; niveau 150 au fond de la mine.

FIG. 6 — Microphotographie d'une oolithe magnétique.

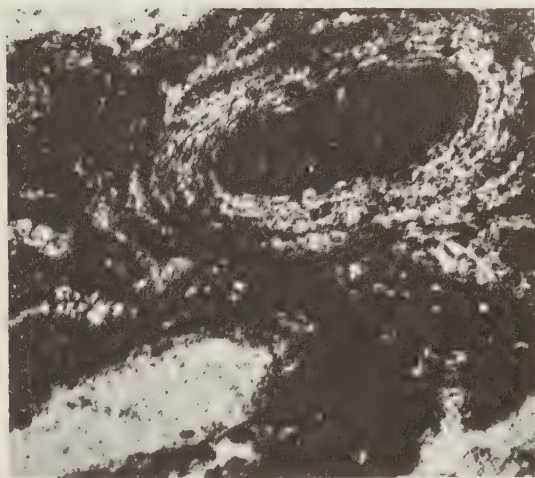
Section polie L. N,X 126.

Oolithe entièrement constituée de magnétite et de minéraux transparents, facilement reconnaissable par sa forme et par les reliques de sa structure interne, en opposition aux oolithes partiellement ou complètement formées de baguettes d'oligiste, elles, difficilement reconnaissables (Fig. 3 , Planche VII).

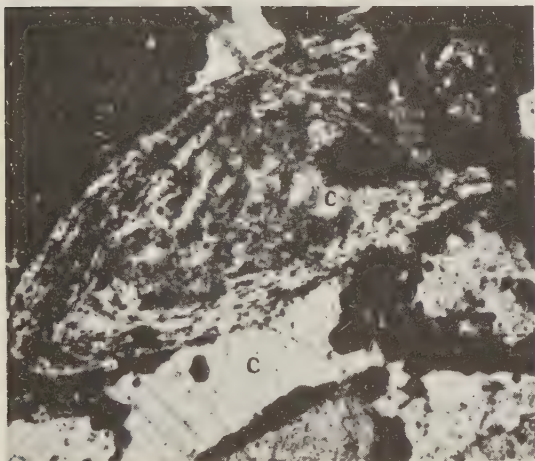
Echantillon 81, banc du mur de la 4^e couche ; niveau 90 au fond de la mine.



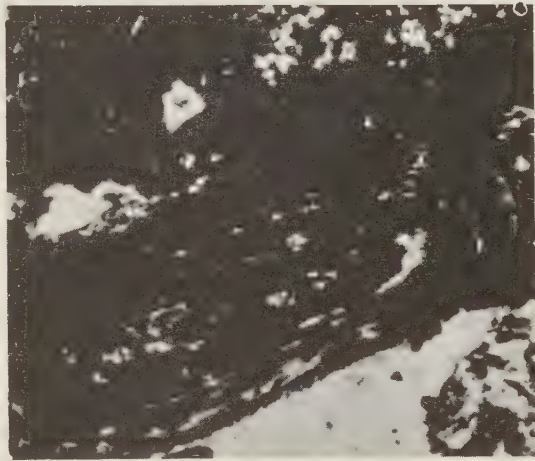
1



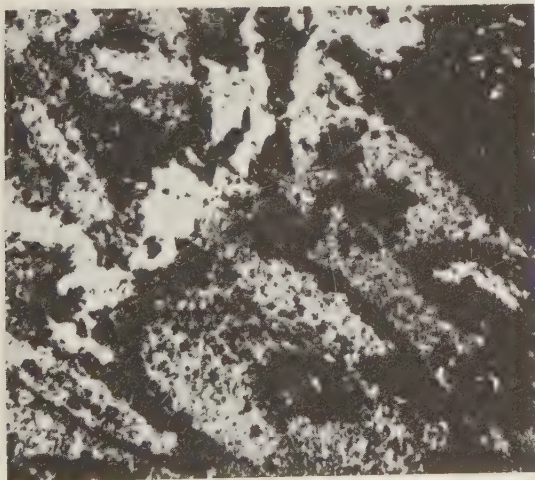
2



3



4



5



6

Planche VII

MAGNETITE ET OLIGISTE

FIG. 1 — Microphotographie d'une oolithe à magnétite et oligiste.

Section polie, L. N, X 126.

La structure concentrique interne du corps oolithique est presque effacée bien que sa forme extérieure ne soit que peu oblitérée. Outre les minéraux transparents, les cristaux équi-dimensionnels de la magnétite (m) et les fines paillettes de l'oligiste (plus claire), disposés en concordance avec la structure oolithique, constituent la majeure partie de cette oolithe. Sa structure est coupée, sans ordre défini, par une deuxième génération d'oligiste (o) en forme de lattes relativement grandes.

Echantillon 193, nouvelle couche, niveau 150 au fond de la mine.

FIG. 2 — Microphotographie d'un fantôme oolithique à magnétite partiellement martitisée.

Section polie, L. N, X 126.

Le développement de la martite commence sur la bordure des cristaux de magnétite (m) et s'accroît progressivement vers leur intérieur.

Echantillon 137, 5^e couche ; niveau 150 au fond de la mine.

FIG. 3 — Microphotographie de fantômes à magnétite et oligiste.

Section polie, L. N, X 126.

La destruction des corps oolithiques précédemment formés de cristaux équi-dimensionnels de magnétite (m) et de fines paillettes d'oligiste, est principalement provoqué par le développement des grandes lattes d'oligiste (o).

Echantillon 134, banc du mur, 4^e couche ; niveau 150 au fond de la mine.

FIG. 4 — Microphotographie de fantômes d'oolithes à magnétite et oligiste.

Section polie, L. N, X 126.

On peut distinguer dans ces fantômes oolithiques les restes des cristaux de la magnétite (m) dans un agrégat mosaïque d'oligiste (o).

Echantillon 194 ; nouvelle couche ; niveau 150 au fond de la mine.

FIG. 5 — Microphotographie d'un minéral à allure schisteuse.

Section polie, L. N, X 126.

La schistosité de ce minéral est due à la disposition subparallèle des lattes d'oligiste (o).

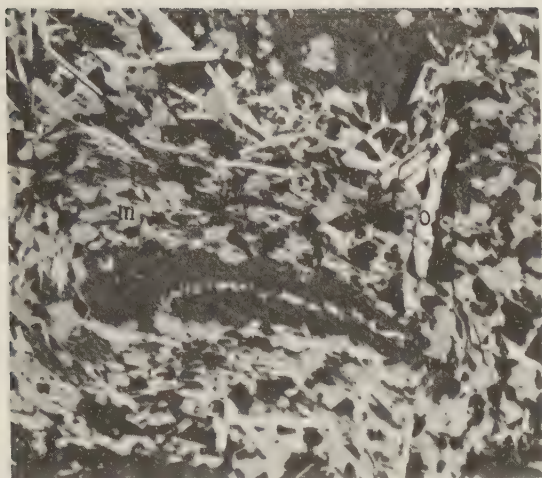
Echantillon 202, banc du mur de la 4^e couche, niveau 150 au fond de la mine.

FIG. 6 — Microphotographie d'un porphyroblaste d'oligiste.

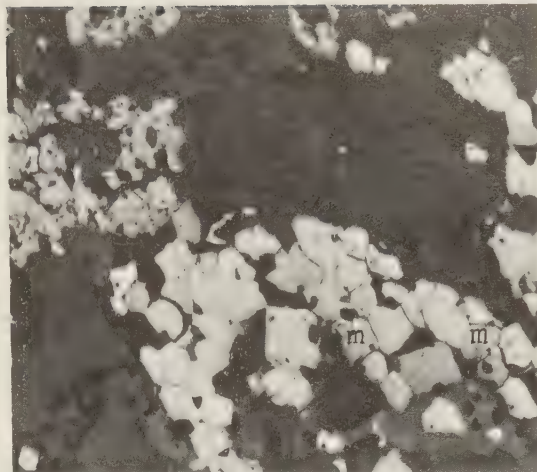
Section polie, L. N, X 126.

Le développement poëcilitique du porphyroblaste d'oligiste (o) s'est fait sur une trame de petites lattes d'oligiste (o) et de petits cristaux de magnétite (m).

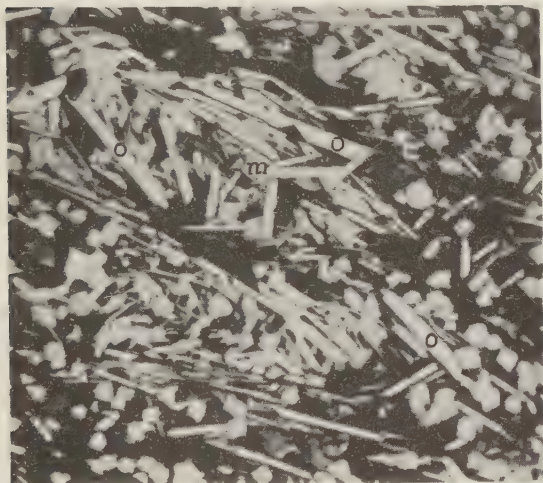
Echantillon 83, intercalaire de la 4^e couche, niveau 90 au fond de la mine.



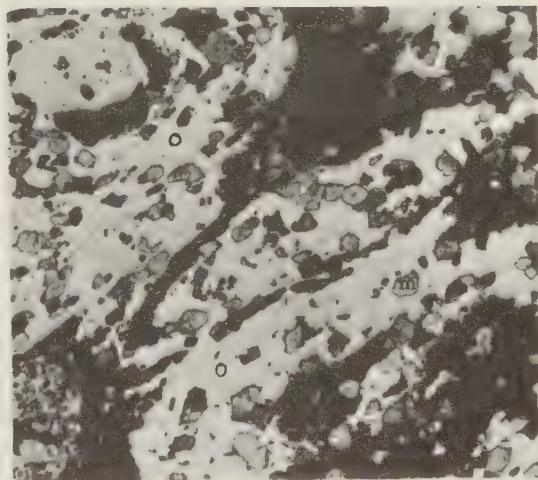
1



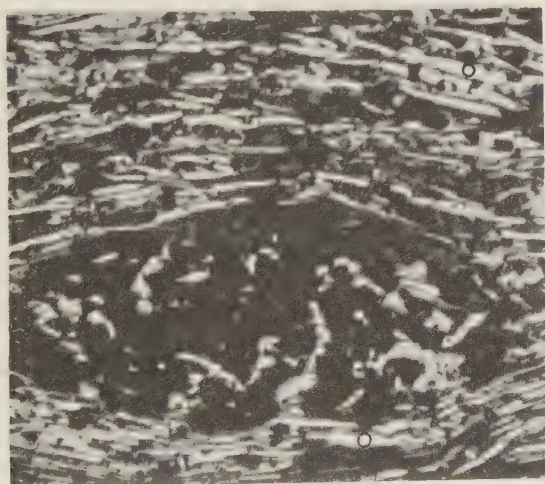
2



3



4



5



6

Planche VIII

FIG. 1 — Microphotographie d'un minéral magnétique.

Section polie, L. N X, 595, immersion à l'huile de cèdre.

La magnétite (m), faisant partie d'une bande microplassée, montre la structure d'une mâche lamellaire qui témoigne des effets mécaniques qu'elle a subi (SCHNEIDERHOHN et RAMDDER, 1950). Cette structure est devenue visible après l'attaque du minéral par l'acide chlorhydrique fumant.

Echantillon 63, toit du banc du toit de la 4^e couche ; niveau 90 au fond de la mine.

FIG. 2 — Microphotographie de pyrrhotine maclée.

Section polie, L. N, X 368.

Après l'attaque par H N 03, la pyrrhotine montre deux types de lamellage :

a) Un lamellage jumelé, assez écarté (en bas) ;

b) Un lamellage très fin et très serré rappelant la mâche polysynthétique.

Echantillon 99, mur de la 7^e couche, niveau 90 au fond de la mine.

FIG. 3 — Microphotographie d'un minéral à magnétite et ilménite.

Section polie, L. N, X 126.

Les cristaux d'ilménite (i) montrent une structure d'enchevêtrement avec ceux de la magnétite (m). Un faible relief, entre les deux minéraux, permet de les distinguer.

Echantillon 278, bande 4 de la succession III, fig.19

FIG. 4 — Microphotographie de marcasite à réticule de magnétite.

Section polie, L. N, X 368.

On distingue dans l'agrégat de marcasite lamellaire (mc), un réticule gris de magnétite (m). La structure témoigne l'origine secondaire de cet assemblage, dû au remplacement de la pyrrhotine préexistante (Edwards, 1947 ; SCHNEIDERHORN et RAMDOHR, 1931).

Echantillon 43, mur de la 6^e couche, niveau 90 au fond de la mine.

FIG. 5 — Microphotographie de magnétite et d'oligiste.

Section polie, L. N, X 470, immersion à l'huile de cèdre.

On distingue, sur la droite, un pseudomorphe de martite (mt) sur un cristal de magnétite. En bas, plus à droite, un grain d'oligiste (o) qui pourrait bien être une partie égarée du cristal idiomorphe de la magnétite martitisée. A gauche, on reconnaît des cristaux prismatiques d'oligiste. Il semble que celui-ci soit ultérieur au développement pseudomorphique de la martite et qu'il soit le résultat de recristallisation de celle-ci.

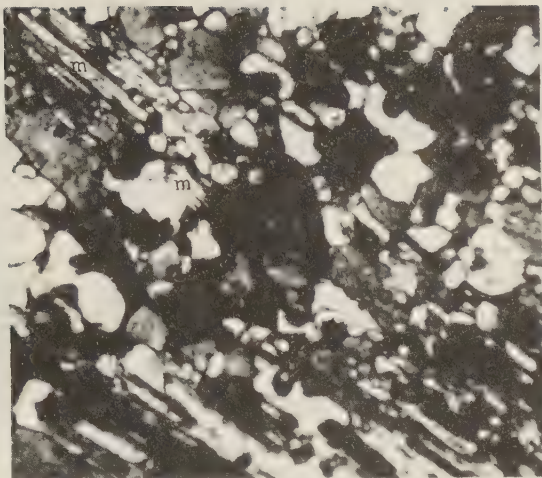
Echantillon 139, 5^e couche, niveau 150 au fond de la mine.

FIG. 6 — Microphotographie de pyrite.

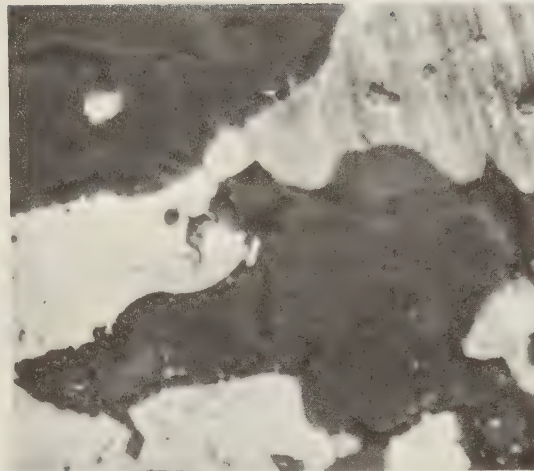
Section polie, L. N, X 595, immersion à l'huile de cèdre.

Après l'attaque, la pyrite montre les détails de sa structure interne. C'est ainsi qu'on distingue une structure en lamelles de croissance à l'intérieur desquelles, l'édifice cubique de la pyrite peut être reconnu sans difficulté.

Echantillon 123, intercalaire de la 4^e couche, niveau 150 au fond de la mine.



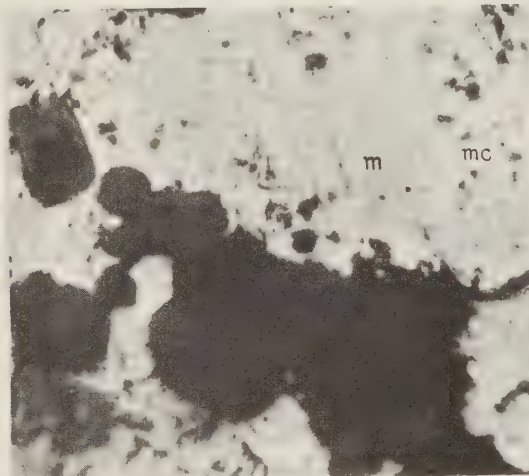
1



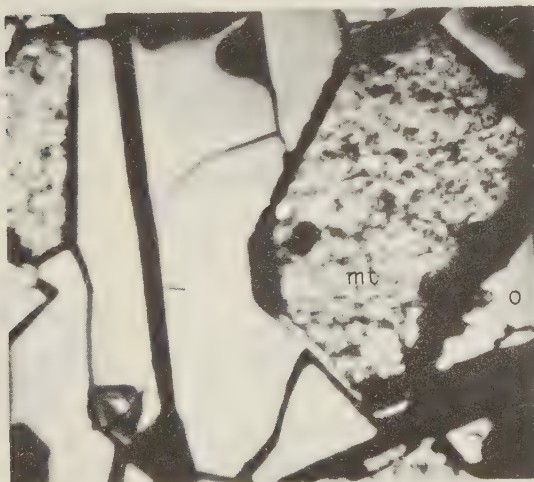
2



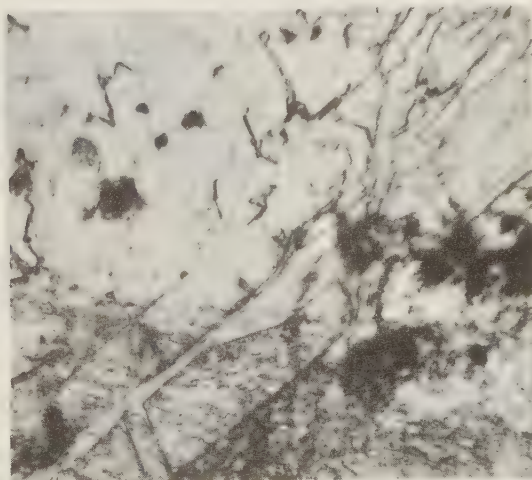
3



4



5



6



Légende des planches IX et X :

- 1 — Oligiste et martite
- 2 — Magnétite
- 3 — Gangue
- 4 — Goëthite
- 6 — Marcasite
- 7 — Rutile
- 8 — Ilménite
- 9 — Chalcopryrite
- 10 — Pyrrhotine

Planche IX

- FIG. 1 à 10, 12, 16 et 17 — Martitisation de la magnétite.
- FIG. 14, 15 et 21 — Reliques de magnétite dans de l'oligiste.
- FIG. 11, 13, 22 et 28 à 31 — Pyrite montrant un remplacement par de la magnétite.
- FIG. 18 à 20, 23 et 24 — La relation non tranchée entre la pyrite et la chalcopryrite.
- FIG. 25 — Transformation partielle de la pyrite en marcasite.
- FIG. 26 — De la pyrrhotine entourée (et remplacée ?) par de la marcasite.
- FIG. 27 — De la marcasite qui semble remplacée par de la magnétite sur les bords et suivant les plans de clivage.



Planche X

FIG. 1 et 2 — Remplacement secondaire de la magnétite par de la goëthite.

FIG. 4 et 5 — Remplacement secondaire de la pyrite par de la goëthite.

FIG. 6 et 7 — Pyrrhotine remplacée par de la pyrite.

FIG. 3 et 9 — Chalcopryrite développée sur une plage de pyrrhotine.

FIG. 8, 11, 12, 20, 22, 23 — Remplacement secondaire de l'ilménite par du rutile.

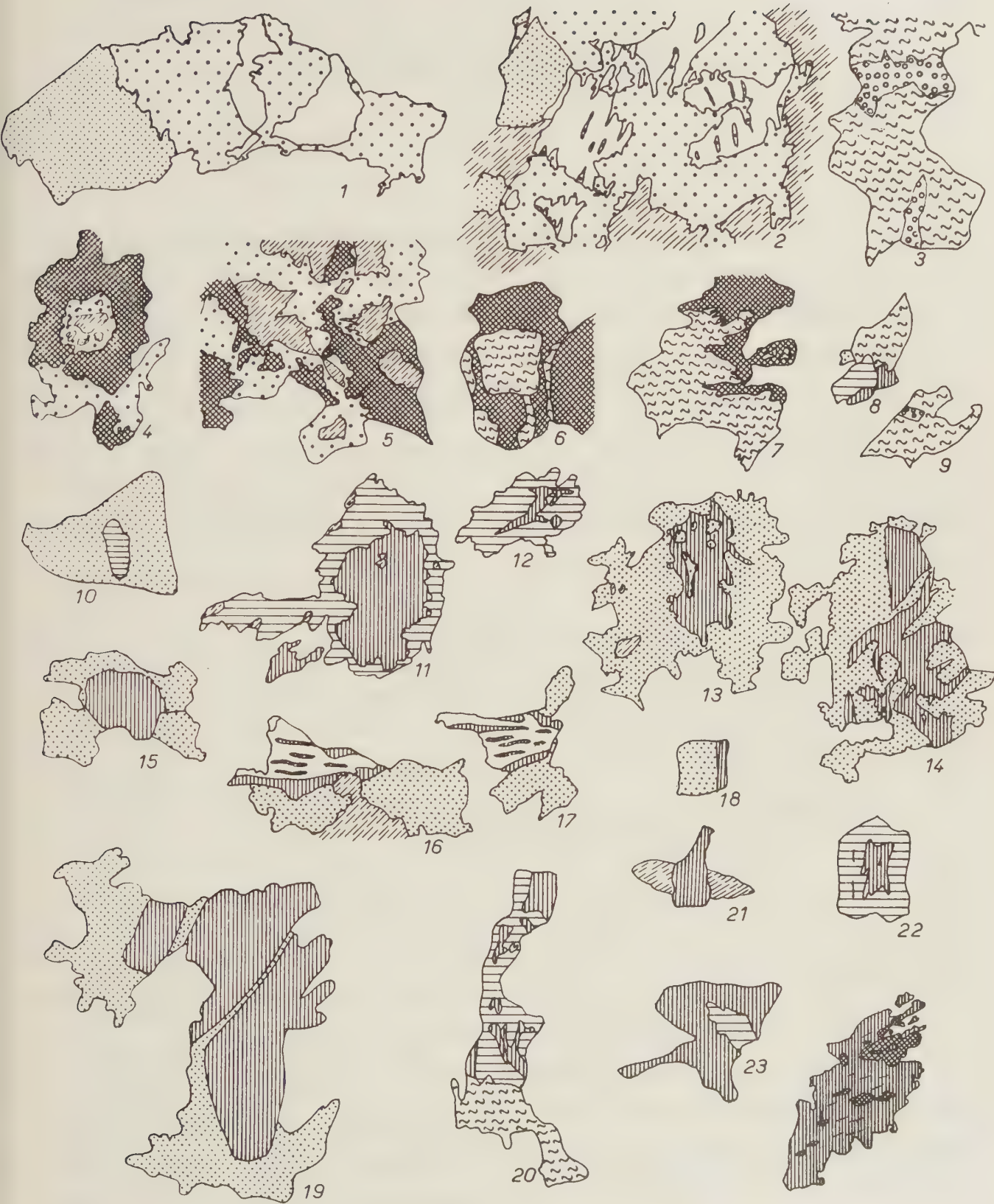
FIG. 10 — Magnétite entourant du rutile qui proviendrait du remplacement de l'ilménite.

FIG. 13, 14, 15, 18, 19 — Enchevêtrement de l'ilménite avec de la magnétite.

FIG. 16 et 17 — Lamelles d'exsolution d'ilménite dans la magnétite partiellement martitisée.

FIG. 21 — Un cristal d'ilménite qui coupe un autre cristal de quartz (développement tardif de l'ilménite).

FIG. 24 — Reliques de pyrite dans de l'ilménite. Ces reliques sont arrangées en sub-parallélisme avec les plans du clivage de l'ilménite.



LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

- ALLGEIER, R.J., HAFFORD, B.C., and JUDAY, C. (1941). — Oxidation, reduction potentials and pH of lake waters and of lake sediments Wisconsin. *Acad. Sc. Trans.* Vol. 33, pp. 115-133.
- ALLING, H.J. (1947). — Diagenesis of the Clinton hematite ores of New York. *Geol. Soc. Ann. Bull.* Vol. 58, pp. 991-1018.
- ARGAND, E. (1909). — L'exploration géologique des Alpes pennines centrales. Thèse Lausanne: *Bull. Soc. Vaudoise des Sc. Nat.* Vol. 45, n° 166.
- BARROIS, Ch. (1884). — Observations sur la constitution géologique de la Bretagne. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, t. 11.
- BARROIS, Ch. (1889). — Contribution à l'étude du terrain dévonien de l'Ouest de France; Lille.
- BARROIS, Ch. (1898). — Des relations des mers dévoniennes de Bretagne et des Ardennes. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, t. 27, p. 231.
- BARROIS, Ch. (1930). — Les grandes lignes de la Bretagne. *Livre Jub. Soc. Géol. Fr.* (1830-1930), pp. 83-A00.
- BARROIS, Ch., PRUVOST, P. (19331). — Relations stratigraphiques des couches cambriennes de la Bretagne et du Maine. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, t. 56.
- BASSOMPIERRE, P. et MUNCK, K.F. (1955). — Découverte par prospection magnétique d'une couche de minerai de fer dans les schistes à Calymènes au Sud du granite de Flamanville (Manche). *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, pp. 32-34.
- BERARD, A. et DELESSE, A. (1861). — Communications sur le gîte de fer de Diélette. *Revue de Géol.*, pp. 58-59, *Ann. Mines Sér.*, 5, T. 20, pp. 456-457.
- BERNARD, A. (1960). — Cours de métallogénie, *E.N.S.G.*, inédit.
- BERTRAND, L. (1946). — Histoire géologique du sol français. Flammarion, Paris.
- BIGOT, A. (1890). — L'Archéen et le Cambrien dans le Nord du massif breton. Thèse, Cherbourg.
- BIGOT, A. (1899). — Carte géologique détaillée de la France au 80.000°, feuille Les Pieux. *Bull. Serv. Cart. Géol. France*, t. 11, n° 73 (*C. R. Collob.* 1899).
- BIGOT, A. (1913). — Le bassin minier de la Basse Normandie, étude géologique. *Revue Gén. des Sc. pure et appl.*, t. 24, p. 258.
- BIGOT, A. (1929). — C. R. de la réunion extraordinaire de la Soc. Géol. France, septembre 1929. *C. R. somm. Soc. Géol. France*, p. 189.
- BIGOT, A. (1930). — Schéma de la géologie de la Basse Normandie. *Proc. Assoc.* 41, pp. 363-395.
- BIGOT, A. (1932). — Géologie des environs de Flamanville (Manche). *Bull. Soc. Linn. Norm.* (8), t. 5, pp. 3-15.
- BIGOT, A. (1934). — Fossiles dans le minerai de fer dévonien de Diélette (Manche). *Bull. Soc. Linn. Norm.* (8), t. 7, pp. 44-45.
- BIGOT, A. (1942). — Le dévonien du Synclinal de Siouville (Manche). *Bull. Soc. Géol. France*, Sér. 5, t. 12, pp. 35-44.
- BILLINGS, M.-P. (1956). — Structural geology, 2^e édition, New York.
- BONISSENT (1870). — Essai géologique sur le département de la Manche. *Mém. Soc. Impériale Sc. Nat. Cherbourg*, t. 6, pp. 73-156.
- BUBENICEK, L. (1960). — Recherches sur la constitution et la répartition du minerai de fer dans l'Adlénien de Lorraine. Thèse, Nancy.
- CAILLÈRE, S., HENIN, S., ESQUEVIN, J. (1951). — Extraction et étude de quelques phyllites de minerais de fer sédimentaires. *C. R. Acad. Sc.*, t. 233, p. 1633.
- CAILLÈRE, S. et KRAUT, F. (1948). — Analyse thermique différentielle des minerais de fer oolithiques. *Bull. Tech. Mines de fer*, 4^e trim., n° 13, pp. 1-7.
- CAILLÈRE, S. et KRAUT, F. (1957). — Quelques remarques sur la genèse du gisement de fer ordovicien de Segré (Loire-Inf.). *C. R. Acad. Sc.*, t. 242, pp. 1499-1501.
- CAILLÈRE, S. et KRAUT, F. (1957). — Sédimentation et métamorphisme dans le gisement de fer de Diélette (Manche). *C. R. Acad. Sc.*, t. 245, pp. 2049-2051.
- CAILLÈRE, S. et KRAUT, F. (1958). — Sur l'origine du gisement de fer de Diélette (Manche). *Mém. Soc. Nationale des Sc. Nat. et Math. de Cherbourg*, t. 48, pp. 137-142.

- CASTERAS, M. (1933). — Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales. *Bull. Soc. Cart. Géol. France*, t. 37, n° 189.
- CAUMONT, A. DE (1835). — Essai sur la distribution géographique des roches dans le département de la Manche. *Mém. Soc. Linn. Norm.*, t. 5, pp. 239-281. C. R. des années 1829-1833.
- CAUMONT, A. DE (1839). — Mines de mercure de la Chapelle en Juger, de fer de Diélette, etc... *Assoc. Normande. Annuaire des 5 départ. de l'anc. Normandie*, t. 25, pp. 441-442.
- CAYEUX, L. (1906). — Structure et origine probable du minerai de fer magnétique de Diélette (Manche). *C. R. Acad. Sc.*, t. 142, pp. 716-718.
- CAYEUX, L. (1909). — Evolution minéralogique des minerais de fer oolithiques primaires de France. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 149.
- CAYEUX, L. (1909). — Les minerais de fer oolithiques de France. Minerais de fer primaires. Fasc. 1, Imprimerie Nat., Paris.
- CAYEUX, L. (1910). — Les minerais de fer oolithiques primaires de France. *Bull. Soc. Géol. France*, sér. 4, t. 10, pp. 531-540.
- CAYEUX, L. (1920). — Rapport sur l'inventaire des minerais de fer armoricains. *Ann. deGéog.*, n° 157, 29^e année.
- CHAPMAN, C.-A. and SCHWEITZER, G.-K. (1947). — Electrode potentials and free energy changes in geology. *Journ. Geol.*, vol. 55, pp. 43-47.
- CHAURIS, L., LONGNON, J. et MOUSSU, R. (1959). — Présence de scheelite et de molybdénite dans le granite de Flamanville et son auréole de contact. *C. R. Acad. Sc.*, t. 249, pp. 1691-1692.
- COGNE, J. (1959). — Données nouvelles sur l'anté-cambrien dans l'Ouest de la France. Penthévrien et Briovérien en baie de St-Brieuc. *Bull. Soc. Géol. France* (7), t. 1, pp. 112-118.
- COGNE, J. (1960). — Métamorphismes et granitisations en liaison avec l'évolution orogénique en Bretagne méridionale. *Bull. Soc. Géol. France*, 7^e sér., t. 2, n° 2, p. 161.
- COOPER, L.-A.-N. (1935). — Iron in the sea and in marine plankton. *Royal Soc. London, Proc. Serv. B*, vol. 118, pp. 419-438.
- DALIMIER, P. (1861). — Stratigraphie des terrains primaires de la presqu'île du Cotentin. Thèse, Paris. Martinet édit. 140 p.
- DANGEARD, L. (1928). — Blocs fossilifères de Jerd'heux. Thèse de géologie sous-marine. Observations de géologie sous-marine et d'océanographie relatives à la Manche. *Ann. 14, Inst. Océan.*, t. 6, fasc. 1, 293 p.
- DANGEARD, L. (1951). — La Normandie : Actualités scientifiques et industrielles, n° 1140, *Géol. Région. de la France*, t. 7, Hermann et Cie, Paris.
- DANGEARD, L. et GRAINDOR, M.-J. (1953). — Sur la comparaison des assises les plus anciennes de Normandie et de Bretagne. *C. R. Somm. Soc. Géol. France*.
- DARMOIS, G. (1957). — Statistiques et applications. Armand Collin, Paris.
- DESLONGCHAMPS, E. (1864). — Notes pour servir à la géologie du Canada (3^e art.). *Bull. Soc. Linn. Norm. Série 1*, vol. 8, pp. 206-243.
- EDWARDS, A.-B. (1947). — Textures of the ore minerals and their significance. *Australasian Inst. of Min. and Metall. (I.N.C.)*, Melbourne.
- EMERY, K.-O. (1946). — Marine solution bassins. *Journ. Geol.*, vol. 54, pp. 209-229.
- ESKOLA, P. (1915). — On the relation between chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of the Orijarvi region. *Comm. Geol. Finlande*, bull. 44, pp. 114-117.
- ESKOLA, P. (1920). — The mineral facies of rocks, *Norsk. Geol. tidssv.*, vol. 6, pp. 143-194.
- FLETT, J.-S. (1946). — Geology of the Lizard and ménéage. *Mem. Geol. Survey of Great Britain*, London 2^e édit.
- FOERSTE, A.-S. (1891). — On the Clinton oolithe iron ores. *Am. Journ. Sc.*, 3^e série, vol. 41, pp. 28-29.
- FUCHS, E. et LAUNAY, L. DE (1893). — Traité des gîtes minéraux et métallifères. Vol. 1^{er}, p. 736.
- FYFE, W.-S., TURNER, F.-J. et VERHOOGEN, J. (1958). — Métamorphic reactions and métamorphic faciès. *Géol. Soc. Am.*, mém. 73, New York.
- GARRELS, R.-M. and CASTANO, J. (1950). — Experiments on the deposits of iron with special reference to the Clinton iron ore deposits. *Econ. Geol.*, vol. 45, pp. 755-770.
- GIGNOUX, M. (1926). — Géologie stratigraphique, Masson et Cie (Paris).
- GRAINDOR, M.-J. (1954). — Note préliminaire sur la glaciation infra-cambrienne dans le massif armoricain. *Bull. Soc. Géol. France* (6), t. IV, pp. 17-24.
- GRAINDOR, M.-J. (1958). — Niveaux marins quaternaires dans le Cotentin et corrélations avec les îles anglo-normandes. *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, pp. 31-34.
- GRAINDOR, M.-J. (1961). — Géologie du Nord-Ouest du Cotentin. *Bull. Serv. cart. Géol. France*, n° 262, t. LVII, 82 p.
- GRONES, A.-W. (1930). — Heavy mineral suite correlations of the granite of North Brittany, the Channel Isles and the Cotentin. *Geol. Mag.*, 7, pp. 218-240.

- GRUNER, J.-W. (1922). — The origin of sedimentary iron formation. The Biwakik formation of the Mesabi range. *Econ. Geol.*, vol. 17, pp. 407-460.
- GRUNER, J.-W. (1937). — Hydrothermal leaching of the iron ores in the Lake Superior type. *Econ. Geol.*, vol. 32, pp. 121-130.
- GY, P. (non daté). — Monogramme d'échantillonnage: Minerais et Métaux, Paris.
- JAMES, H.-L. (1951). — Iron formation and associated rocks in the iron river district Michigan. *Geol. Soc. Am. Bull.* Vol. 62, pp. 251-266.
- JAEGER, J.-L. (1951). — Remarques au sujet des critères géométriques qui permettraient d'établir le mode de formation de certains filons. *B.S.G.F.* (6), I, pp. 611-620.
- JAMES, H.-L. (1951). — Sedimentary facies of the Lake Superior iron bearing formation and their relations to volcanic and geosynclinal development. *Geol. Soc. Am. Bull.* Vol. 62, pp. 1452.
- JAMES, H.-L. (1954). — Sedimentary facies of iron formation. *Econ. Geol.* Vol. 49, n° 3.
- JEREMINE, E. (1931). — Quelques nouvelles données chimiques et minéralogiques sur le granite et les roches métamorphiques de Flamanville. *Bull. Soc. Min. France*, t. 54, n°s 1-2, pp. 25-46.
- JUNG, J. (1958). — *Précis de pétrographie*, Masson et Cie, Paris.
- KERFONE, F. (1911). — Note sur les minerais de fer de la région de Chateaubriant et du Sud de l'Ille-et-Vilaine. *Bull. Serv. Sc. et Méd.*, 0, t. XX, pp. 237-240.
- KERFONE, F. (1912). — Sur la nature et l'origine des minerais de fer de la Forêt de Lorges (Côtes-du-Nord). *C. R. Acad. Sc.*, t. 154, Sér. 1, pp. 146-147.
- KERFONE, F. (1913). — Sur les minerais de fer dévonien de la Bretagne. *C. R. Acad. Sc.*, t. 157, Sér. 2, pp. 81-82.
- KERFONE, F. (1919). — Les variations de faciès du Dévonien dans le Massif Armoricaïn. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 19, pp. 289-294.
- KIMBALL, J.-P. (1891). — Genesis of iron ores by isomorphous and pseudomorphous replacement of limestone. *Am. Geol.*, vol. 8, p. 352.
- KRUMBEIN, W.-C. and GARRELS, R.-M. (1952). — Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation reduction potentials. *Journ. Geol.*, vol. 60, pp. 1-33.
- KRUMBEIN, W.-C. and SLOSS, L.-L. (1951). — Stratigraphy and sedimentation. Freeman and Cie, San Francisco, California.
- LAFFITE, P. (1957). — Introduction à l'étude des roches métamorphiques et des gîtes métallifères. Masson et Cie, Paris.
- LANDERGRÉN, S. (1958). — On the geochemistry of Swedish iron ores and associated rocks. A study on iron ore formation. *Sveriges, Geol. Undersökning*, Sér. C, n° 496, pp. 1-182.
- LATIMER, W.-M. (1938). — The oxidation states of the elements and their potentials in aqueous solutions. New York, Perentice-Hall, Inc. 568 p.
- LECLÈRE, A. (1906). — Etude chimique du granite de Flamanville. *Bull. Serv. Cart. Géol. France*, E 27, n° 113, pp. 21-36.
- LEGORNU, L. (1892). — Sur les plissements siluriens dans la région du Cotentin. *Bull. Serv. Cart. Géol. France*, t. IV, n° 33, pp. 395-414.
- LEITH, C.-K. and HARDER, E.-C. (1911). — The hematite ores of Brazil and comparison with hematite ores of Lake Superior. *Econ. Geol.*, vol. 6, pp. 670-686.
- LODIN (1876). — Notes sur la constitution du massif granitique de Flamanville. *Bull. Serv. Linn. Norm.*, 2, t. X, pp. 35-37.
- LOMBARD, A. (1949). — Critères descriptifs et critères génétiques dans l'étude des roches sédimentaires. *Bull. Soc. Géol. Belge, Paléont. et Hydrogéol.*, tome LVIII, fasc. II, pp. 214-271.
- LOMBARD, A. (1951). — Rythmes sédimentaires et cyclothèmes dans le cadre de la sédimentation générale. *C. R. 3^e Congr. Stat. Géol. du Carbonifère*, Heerlem.
- LOMBARD, A. (1953). — Les rythmes sédimentaires et la sédimentation générale. Essai de synthèse. *Revue de l'Inst. Fr. du Pétrol. Ann. des Comb. Liquides*, vol. 8, pp. 9-57.
- MAGNUSSON, N.-H. (1925). — Persbergs malutrokt geologisk beskrivning. *K. Domm. Koll. Beskr-över Mineralfyndigheter*, n° 2.
- MARC, J. (1870). — Sur le minerai de fer de Diélette. *Bull. Soc. Linn. Norm.*, sér. 2, vol. 5, p. 383.
- MARTIN, N.-R. (1953). — The structure of the granite massif of Flamanville (Manche). N.W. Thèse, France. *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, vol. 108, pp. 311-432.
- MARTONNE, E. DE (1942). — France physique. *Géogr. Univer.* t. VI, A. Collin, Paris.
- MASON, B. (1949). — Oxidation and reduction in geochemistry. *Journ. Geol.*, vol. 57, pp. 62-72.
- MATHERON, G. (1955). — Application des méthodes statistiques à l'évolution des gisements. *Ann. des Mines*, t. XII,

- MATHIEU, G. (1944). — Essai sur les granites du Massif Armoricaïn. *Revue Scientifique*, 3228, pp. 5-24.
- MICHEL-LÉVY, A. (1894). — Contributions à l'étude du granite de Flamanville. *Bull. Cart. Geol. France*, t. V, n° 36, pp. 317, 357.
- MICHEL-LÉVY, A. et BIGOT, A. (1906). — Note à la suite de l'étude chimique du granite de Flamanville. *Bull. Serv. Cart. Géol. France, C.R. des Collab.*, t. XVII, n° 113, pp. 36-37.
- MILLOT, G. (1949). — Relation entre la constitution et la genèse des roches sédimentaires argileuses (thèse). *Géol. Appl. et Prosp. Min.*, tome II, n° 2-3-4.
- MONJALLON, A. (1954). — Introduction à la méthode statistique. Paris, Vuibert édit., in 8°, 278 p.
- MOORE, E.-S. (1953). — Banded iron formations. *Econ. Geol.*, vol. 48, n° 4, p. 812.
- MOORE, E.-S. and MAYNARD, J.-E. (1929). — The solution, transportation and precipitation of the iron and silica. *Econ. Geol.*, vol. 24, pp. 273-303, 365-402 et 506-527.
- NEWBERRY, J.-S. (1880). — The genesis of our iron ores. *School Mines, Quart.* 2, pp. 13-14.
- ORCEL, J., HÉNIN, S. et CAILLÈRE, S. (1949). — Sur le solocate phylliteux des minerais de fer oolithiques. *C. R. Acad. Sc.*, t. 229, p. 134.
- PAWLOWSKI (1911). — Une Normandie inconnue. Dunot et Pinat, édit.
- PERRIN, R. (1958). — Sur le granite de Flamanville. *Bull. Soc. Géol. France* (6), t. 8, pp. 397-406.
- PERRIN, R. et ROUBAULT, M. (1938). — Deux observations sur le lacis d'apparence filonienne dans les roches de contact du granite de Flamanville. *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, pp. 191-193.
- PERRIN, R. et ROUBAULT, M. (1939). — Le granite et les réactions à l'état solide. *Bull. Serv. Cart. Géol. Algérie* (5), 4.
- PERRIN, R. et ROUBAULT, M. (1955). — Granites à enclaves dites déplacées et naissance « in situ » de schistosités discordantes ou contournées. *Coll. Intern. C.N.R.S. Sciences de la Terre*, Nancy, n° hors sér., pp. 105-118.
- PETTIJOHN, F.-J. (1949). — Sedimentary rocks—Harper and brothers. New York.
- POSNJAK, E. and MERWIN, H.-E. (1919). — The hydrated ferric oxides. *Ann. Journ. Sc.*, vol. 47, pp. 311-348.
- PRUVOST, P. (1949). — Les mers et les terres de Bretagne aux temps Péléozoïques. *Ann. Hébert et Hang*, t. VII, pp. 345-362.
- QUIRK, T.-T. (1943). Hydrothermal replacement in deep seated ore deposits of the Lake Superior regions. *Econ. Geol.*, vol. 38, pp. 662-666.
- RAGUIN, E. (1946). — Géologie du granite. Paris.
- RAMDOHR, P. (1950). — Die Engmineralien und ihre Verwackungen. *Akad. Verlag*, Berlin.
- SAKAMOTO, T. (1950). — The origin of the pre-Cambrien banded iron ores. *Am. Jour. Sc.*, vol. 248, pp. 449-474.
- SCERBINA, V.-V. (1939). — Oxidation reduction potentials as applied to the study of paragenesis of minerals. *Acad. Sc. U.R.S.S. Bull.* 22, pp. 502-506.
- SCHNEIDERHOHN, H. et RAFFDOHR, P. (1931). — Lehrbuch der Erzmikroskopie, Berlin. Trad. Fr. en 1950 par le Bureau géol. de Tananarive, Madagascar.
- STRAKOV, N.-H. (1950). — On the peculiar features of the sedimentary ore process in the geochimistré of iron. *Inter. Geol. Congress, Rap. G.B.*, t. 18, n° 2, p. 139.
- STOSE, G.-W. (1924). — Origin of Clinton hematite ores. *Econ. Geol.*, vol. 19, pp. 405-511.
Symposium sur les gisements de fer du monde.
- TATARINOV, P.-M. (1955). — Condition de formation des gisements de minerai (métalliques et non métalliques). *Tred. Fr. Ann. Serv. Inf. Géol.*, n° 6, janvier 1959.
- TERMIER, H. et TERMIER, G. (1956). — L'évolution de la lithosphère II orogénèse : 1^{re} fasc. Masson et Cie, Paris.
- TERMIER, H. et TERMIER, G. (1957). — L'évolution de la lithosphère II orogénèse : 2^e fasc. Masson et Cie, Paris.
- THORAL, M. et PELLETIER, R.-M. (1948). — A propos du Cambrien Armoricaïn. *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, p. 117.
- TURNER, F.-J. (1948). — Mineralogical and structural évolution the metamorphic rocks, *Géol. Soc. Am.*, Mém. 30, New York.
- TURNER, F.-J. et VERHOOGEN, J. (1951). — Igneous and metamorphic petrology. Mc. Graw-Hill, New York.
- TYLER, S.-A. (1950). — Sedimentary iron deposits intrask. *Applied sedimentation, symposium*, pp. 505-523.
- WEGMANN, E. (1951). — Méthodes d'analyse tectonique des roches cristallines. *Arch. Sc. Genève*, vol. IV, fasc. 4, pp. 231-237.
- WEGMANN, E., DANGEARD, L. et GRAINDOR, M.-J. (1950). — Sur quelques caractères remarquables de la formation pré-cambrienne connue sous le nom de poudingue de Granville. *C. R. Acad. Sc.*, t. 230, p. 979.
- WETHERED, E.-B. (1895). — The formation of oolite. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, vol. 51, p. 205.
- WOOLNOUGH, W.-G. (1941). — Origin of banded iron deposits, a suggestion. *Econ. Geol.*, vol. 36, pp. 465-489.
- ZOBEL, C.-E. (1946). — Studies on redox potential of marine sediments. *Am. Assoc. Petroleum Geologists, Bull.* 30, pp. 477-513.

DEUXIEME THESE

Proposition donnée par la Faculté

SYNTHESE DES THEORIES GENETIQUES

SUR LA MISE EN PLACE DU GRANITE DE FLAMANVILLE (MANCHE)

Vu et permis d'imprimer :

Le Recteur de l'Académie de Nancy
Président du Conseil de l'Université,

Nancy, le 22 octobre 1962.

Signature

Vu et approuvé :

Nancy, le 19 octobre 1962.

Le Doyen de la Faculté des Sciences :

Signature

